

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
Главное управление геофизической и геохимической разведки  
„Главнефтегеофизика“  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ  
(НИИГР)

---

ПРИКЛАДНАЯ  
ГЕОФИЗИКА

СВОРИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 11

ГОСТОПТЕХИЗДАТ 1954

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
Главное управление геофизической и геохимической разведки  
„Главнефтегеофизика“  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ  
(НИИГР)

---

# ПРИКЛАДНАЯ ГЕОФИЗИКА

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 11



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Москва 1954

11-5--3

### А Н И О Т А Ц И Я

Выпуск 11 «Прикладной геофизики» содержит статьи, посвященные вопросам: определения физических свойств пласта по данным геофизических исследований в скважинах; природы помех при электрическом каротаже скважин; оценки нефтепосности пластов с малым электрическим сопротивлением и др.; частотного анализа сейсмических колебаний и др.; гравиразведки и магнитной восприимчивости осадочных пород.

Книга предназначена для инженерно-технических работников геофизической службы нефтяной промышленности.

STAT

*A. M. Нечай*

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СКВАЖИНАХ

### ВВЕДЕНИЕ

Основной задачей промысло-геофизических исследований в скважинах является изучение характера пересеченных скважиной горных пород, а также выделение в разрезе промышленно ценных нефтеносных и газоносных пластов. Применяемые до настоящего времени геофизические методы исследования скважин и способы их интерпретации часто не позволяют решать эту задачу. Так, например, до последнего времени не решен вопрос об определении по данным геофизических исследований в скважинах такого важного параметра пластов, как проницаемость; определение по каротажным данным пористости возможно лишь для водоносных коллекторов, причем очень часто весьма приближенно. Совершенно не изучена возможность определения фактора цементации пород, имеющего большое и часто решающее значение при определении нефтеносности и газоносности пластов.

Изучению некоторых этих вопросов и посвящается настоящая статья. В ней описываются способы определения литологического коэффициента пород, а на основе этого — пористости и проницаемости песчаных коллекторов; сделана попытка оценки степени цементации песчаников по каротажным материалам.

### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОЭФФИЦИЕНТ

#### Понятие о литологическом коэффициенте

Как известно, при соприкосновении разбавленного и концентрированного растворов в результате перемещения под действием осмотического давления ионов из концентрированного раствора в разбавленный между ними возникает э. д. с. (диффузионный потенциал); разбавленный раствор приобретает заряд, знак которого совпадает со знаком иона, имеющего большую подвижность.

Диффузионный потенциал на контакте растворов одной и той же соли выражается формулой

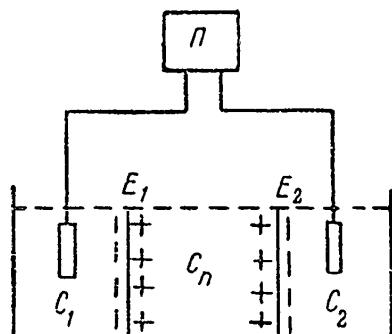
$$E_g = 2,3 \frac{u-v}{u+v} \frac{RT}{nF} \lg \frac{C_1}{C_2} = K_0 \lg \frac{C_1}{C_2}, \quad (1)$$

где

$$K_0 = 2,3 \frac{u-v}{u+v} \cdot \frac{RT}{nF}; \quad (2)$$

$n$  — валентность ионов;  $F$  — число Фарадея (96 420 кулоны);  $R$  — универсальная газовая постоянная (8,318 дж/град);  $u$  и  $v$  — подвижность положительных и отрицательных ионов;  $T$  — абсолютная температура;  $C_1$  и  $C_2$  — концентрации растворов.

Для растворов хлористого натрия  $K_0 = 11,6$ .



Фиг. 1.

В условиях скважины наибольший интерес представляет случай, когда оба соприкасающиеся раствора или один из них заполняют поровое пространство породы или когда два раствора соприкасаются через тонкопористую перегородку, условно называемую мембраной.

От непосредственного контакта растворов последний (наиболее полно изученный) случай отличается не только наличием мембраны, но также и тем, что поры мембранны заполнены

раствором, в общем случае отличающимся по минерализации от растворов, разделяемых ею.

Э. д. с., возникающую в результате диффузии солей между двумя растворами, разделенными мембраной, принято называть мембранный. Рассмотрим величину мембранный э. д. с., считая, что растворы, разделенные мембраной, и раствор, заполняющий поры ее, являются растворами хлористого натрия.

Если бы вместо мембранны был применен чистый раствор концентрации  $C_n$ , то мембранный э. д. с., измеренная потенциометром  $\Pi$ , была бы равна алгебраической сумме э. д. с. диффузии на отдельных контактах, определяемых формулой (1). При  $C_n > C_2 > C_1$  мембранный э. д. с. (фиг. 1):

$$E_m = E_2 - E_1 = 11,6 \lg \frac{C_n}{C_2} - 11,6 \lg \frac{C_n}{C_1} = 11,6 \lg \frac{C_1}{C_2}. \quad (3)$$

Как видно, э. д. с. цели в этом случае остается такой же, как и при непосредственном контакте растворов, и не зависит от концентрации промежуточного раствора.

Если мембранный является крупнозернистый песок или песчаник, то мембранный э. д. с. также близка по величине к э. д. с. непосредственного контакта растворов и одинакова с ней по знаку (раствор с пониженной концентрацией заряжается отрицательно).

Однако мембранный э. д. с. значительно отличается от э. д. с. непосредственного контакта при применении тонкопористой мембраны (глина и др.). В этом случае раствор более низкой концентрации заряжается положительно; при том же отношении концентраций растворов мембранный э. д. с. может достигать значительно больших значений, чем диффузионная э. д. с. при непосредственном соприкосновении растворов.

Столь значительное изменение диффузионного потенциала при глинистой мемbrane объясняется, повидимому, тем, что мембра на оказывает значительное влияние на подвижность ионов; так, в мембране подвижность ионов хлора резко уменьшается. Однако можно предположить, что это связано и с явлением избирательной адсорбции: частицы породы, служащей мембраной, адсорбируют ионы из раствора на своей поверхности (примущественно ионы хлора) и тем сильнее, чем больше общая поверхность частиц в единице объема породы (удельная поверхность).

Мембранный э. д. с., как это следует из фиг. 2, равен алгебраической сумме э. д. с.  $E_1$  и  $E_2$  на контакте мембраны с одним и другим растворами.

Каждая из этих э. д. с. может быть принята пропорциональной логарифму отношения концентраций соответствующих растворов:

$$E_1 = K_{\text{л}} \lg \frac{C_1}{C_n} \quad \text{и} \quad E_2 = K_{\text{л}} \lg \frac{C_2}{C_n}, \quad (4)$$

где  $K_{\text{л}}$  — некоторый коэффициент.

Отсюда при условии, что  $C_n > C_2 > C_1$ :

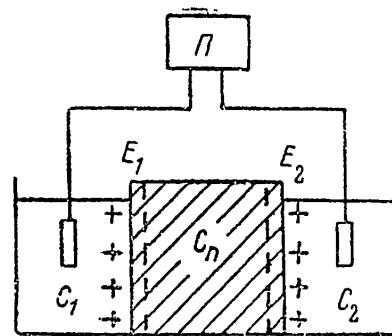
$$E_m = E_1 - E_2 = K_{\text{л}} \lg \frac{C_1}{C_2};$$

$$K_{\text{л}} = \frac{E_m}{\lg \frac{C_1}{C_2}}.$$

Коэффициент  $K_{\text{л}}$  был определен нами для более чем 700 мембран из образцов пород различного литологического характера, взятых из опорных скважин и обнажений.

Для измерений была применена установка, показанная на фиг. 3.

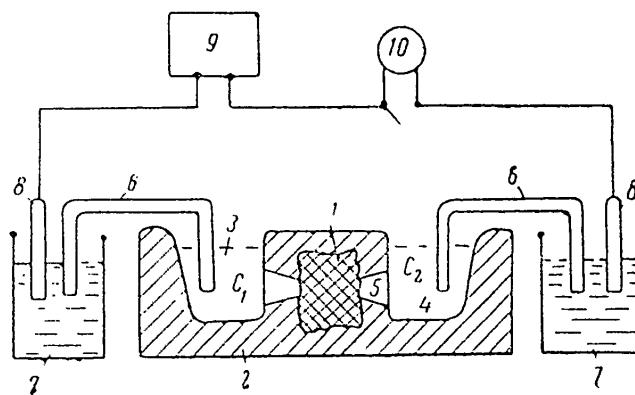
Образец породы, представляющий мембрану 1, заделывается в кусок парафина 2, имеющий ванночки 3 и 4. Каждая ванночка при помощи конусного отверстия 5 сообщается с образцом породы. Одна из ванночек заполняется раствором хлористого натрия концентрации 3 г/л, другая — раствором хлористого натрия концентрации 30 г/л. Ванночки при помощи агаровых сифонов 6 соединяются со стаканами 7, заполненными нормальным раствором



Фиг. 2.

хлористого калия. В стаканы опущены нормальные каломелевые исполяризующиеся электроды 8, соединенные с клеммами потенциометра 9, последовательно с которым включен зеркальный гальванометр 10, служащий индикатором силы тока в цепи.

Первое измерение мембранный э. д. с. производится тотчас же после заливки растворов в ванночки, последующие — через 5, 10, 20, 30, 60, 120 и 180 мин. после первого; за значение мембранный э. д. с. принимается установившееся значение.



Фиг. 3.

Так как отношение концентраций растворов равно 10 и  $\lg \frac{C_1}{C_2} = 1$ , то величина мембранный э. д. с., выраженной в милливольтах, численно будет равна коэффициенту  $K_{\text{л}}$ . Коэффициент считается положительным, если разбавленный раствор (3 г/л) имеет более высокий потенциал, чем концентрированный раствор (30 г/л), и отрицательным при обратной полярности растворов.

В результате определений коэффициента  $K_{\text{л}}$  установлено, что величина его находится в тесной связи с литологической характеристикой породы, в частности с ее гранулометрическим составом и с величиной удельной поверхности зерен.

Так, если мембраной является крупнозернистый, хорошо отсортированный пористый песок или слабо сцепментированный песчаник, то коэффициент  $K_{\text{л}}$  также, как и при непосредственном контакте растворов NaCl, близок к -11,6. С увеличением содержания мелкой фракции коэффициент  $K_{\text{л}}$  увеличивается с -11,6 до 0, а затем меняет знак. При дальнейшем увеличении мелкой фракции  $K_{\text{л}}$  растет, достигая +45 в чистых глинах (табл. 1)<sup>1</sup>.

В табл. 2 даны типичные значения коэффициента  $K_{\text{л}}$  для пород с различной литологической характеристикой.

Коэффициент  $K_{\text{л}}$  называют коэффициентом диффузионно-адсорбционной активности [2, стр. 22], так как он в какой-то мере

<sup>1</sup> Большое количество образцов глины по сравнению с песками связано с преобладанием глины в разрезе скважин, из которых было получено большинство образцов (отбор образцов для измерения мембранный э. д. с. производился более или менее равномерно по всему разрезу).

ка  
ко  
ни  
не  
зи  
те

Р  
от

-10  
-5  
0

+5  
+10  
+15

+2  
+2  
+3

+3  
+4  
+4

Все

П  
сты  
П  
сты  
ный

П  
сты  
А  
Г

ха  
жи

Кл  
па

Таблица 1

Средние значения коэффициента  $K_L$ 

$K_L$		Количество определений	Породы
от	до		
-10	-5	39	Пески и песчаники от чистых, крупнозернистых, пористых до средне- и мелкозернистых слабо глинистых
-5	0	20	
0	+5	30	
+5	+10	56	Песчаники от слабо глинистых, слабо или средне сцементированных до сильно сцементированных и сильно глинистых
+10	+15	49	
+15	+20	50	
+20	+25	75	Алевролиты, сильно сцементированные; мелко- и тонкозернистые песчаники
+25	+30	96	
+30	+35	113	
+35	+40	110	Глины от слабо песчанистых до чистых
+40	+45	45	
+45	+50	11	
Всего . . .		700	

Таблица 2

Типичные значения коэффициента  $K_L$ 

Описание образцов	Фракционный состав					$K_L$
	<0,01	0,01—0,1	0,1—0,25	0,25—1,0	>1 мм	
Песчаник крупнозернистый сыпучий . . . . .	0,2	3,5	35	38,5	28	-10,3
Песчаник среднезернистый, слабо сцементированный . . . . .	3,0	9,8	57	30,2	—	-3,6
Песчаник глинистый . . . . .	6,2	5,0	87,7	1,4	—	0
Песчаник сильно глинистый . . . . .	9,6	2,5	70,7	26,8	—	+19,6
Алевролиты . . . . .	23,4	51,1	23,4	2,1	—	+20
Глина слабо песчаная . . . . .	58,4	40,3	1,3	—	—	+30
Глина . . . . .	99,4	0,6	—	—	—	+40

характеризует величину диффузионной э. д. с., возникающей в скважине на контакте между буровым раствором и породой.

Полученные данные, показывающие тесную связь коэффициента  $K_L$  с литологическим характером породы, дают нам основание называть его «литологическим коэффициентом».

## Зависимость литологического коэффициента от удельной поверхности пород

Рассмотрим подробнее связь между литологическим коэффициентом породы и ее удельной поверхностью.

Из известных нам способов определения удельных поверхностей [9, 10, 11] наиболее простым и достаточно точным для практических целей можно считать метод определения удельной поверхности породы по гранулометрическому составу. Как известно, в результате гранулометрического анализа породы указывается содержание основных фракций ее в процентах (по весу).

Вот, например, результаты гранулометрического анализа одной из пород:

Фракция, мм	0,84—1,0	0,59—0,84	0,42—0,59	0,297—0,42	0,21—0,297	0,149—0,21	0,09—0,149	0,074—0,09	0,05—0,074	0,01—0,05	< 0,01
Содержание, % (вес.) . .	—	—	—	7	18,5	40	22	5,5	2	3,5	1,5

Результаты анализа изображают также в виде кривой, по оси абсцисс которой откладывают размер частиц, а по оси ординат часть породы по весу (в %), представленную частицами, размер которых меньше этого значения (см. пример на фиг. 4).

При определении удельной поверхности породы по ее гранулометрическому составу примем, что частицы (зерна), слагающие породу, имеют шарообразную форму.

Частица диаметром  $d$  и плотностью  $\gamma_2$  имеет вес

$$q = \frac{\pi d^3}{6} \cdot \gamma_2. \quad (5)$$

Если общий вес этих частиц  $Q$ , то число их

$$n = \frac{Q}{q} = \frac{6Q}{\pi d^3 \gamma_2}.$$

Так как поверхность одной частицы равна  $\pi d^2$ , то суммарная поверхность  $n$  частиц выражается

$$P_1 = \frac{6Q}{d \gamma_2}.$$

Общая поверхность частиц, составляющих данный образец породы, очевидно, будет равна

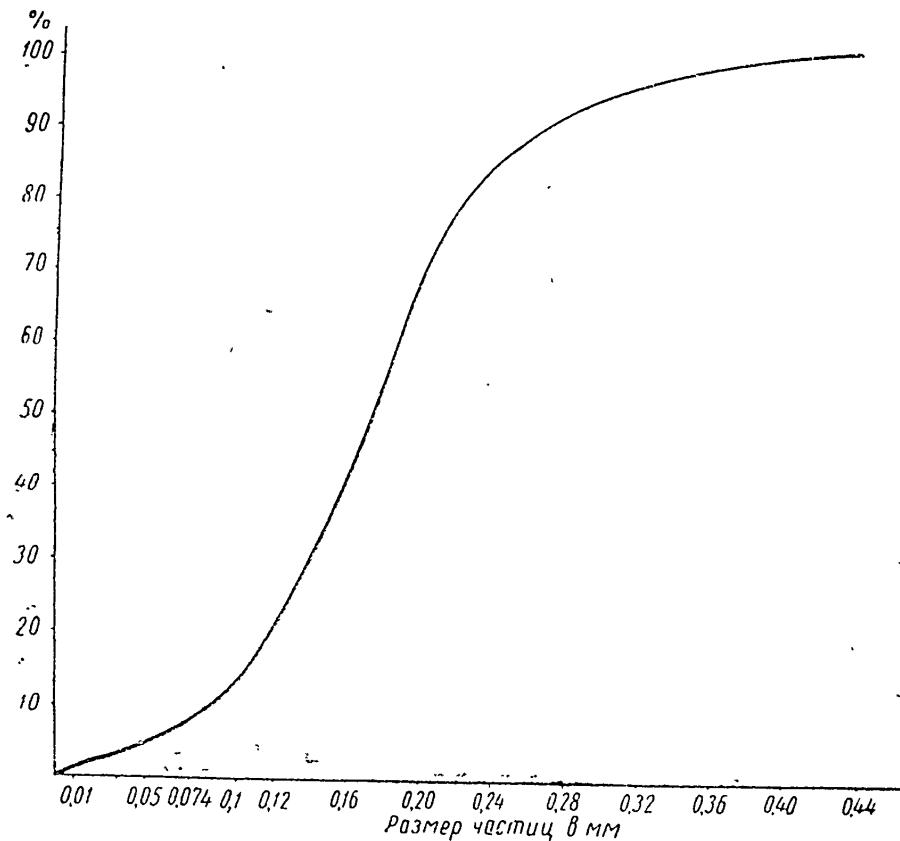
$$P_1 = \frac{6}{\gamma_2} \sum Q_i / d_i, \quad (6)$$

где  $Q_i$  — вес частиц диаметром  $d_i$ .

Если  $Q$  выразить в процентах,  $\gamma_2$  в  $\text{г}/\text{см}^3$ , диаметр частиц в миллиметрах, то суммарная поверхность  $P$  частиц породы в объеме 1  $\text{см}^3$ , т. е. удельная поверхность ее,

$$P = 0,6 \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \sum \frac{Q_i}{d_i}, \quad (7)$$

где  $\gamma_1$  — плотность породы в  $\text{г}/\text{см}^3$ .



Фиг. 4.

При подсчете удельной поверхности по результатам гранулометрического анализа размеры частиц разбивают на ряд интервалов (обычно через 0,01 мм для частиц до 0,1 мм, через 0,02 для частиц более 0,2 мм); определяют, пользуясь кривыми типа тех, которые показаны на фиг. 4, процентное содержание частиц по весу для каждого из намеченных интервалов и, принимая диаметр частиц для каждого интервала равным среднему его значению и пользуясь формулой (7), вычисляют удельную поверхность.

В табл. 3 приведены гранулометрический состав значительного числа образцов пород, удельная поверхность  $P$  их, определенная описанным выше способом, и значения литологического коэффициента  $K_{\text{л}}$  тех же образцов. На фиг. 5 дан график  $K_{\text{л}} = f(P)$ , построенный по материалам табл. 3.

Значения литологического коэффициента  $K_L$  образцов пород и их удельных

№ об-разца	Район	Место взятия образца	Глубина отбора, м
6249	Терский . . . . .	Обнажение	С поверхности
6235	» . . . . .	»	То же
6252	» . . . . .	»	»
6251	» . . . . .	»	»
6236	» . . . . .	»	»
6239	» . . . . .	»	»
6238	» . . . . .	»	»
6188	» . . . . .	»	»
2047	Джанай . . . . .	Скв. 1	862,05
2050	» . . . . .	То же	898,63
2052	» . . . . .	»	904,7
2053	» . . . . .	»	916,4
2058	» . . . . .	»	994,3
2060	» . . . . .	»	1020,0
2064	» . . . . .	»	1095,1
6065	Терский хребет . . . . .	Обнажение 8	С поверхности
6068	То же . . . . .	» 11	То же
6260	» . . . . .	Канава 1	»
6258	» . . . . .	То же	»
6255	» . . . . .	Обнажение 146	»
6253	» . . . . .	» 145	На поверхности
6231	» . . . . .	» 137	То же
6225	» . . . . .	» 135	»
	Аншеронский полуостров .	Аншерон	—
	То же . . . . .	—	—
о. Артема . . . . .		III горизонт	—
То же . . . . .		V »	—
» . . . . .		НКГ горизонт	—
» . . . . .		НКП »	—
» . . . . .		НКГ »	—
Долина Кирмаку . . . . .		Свита КС	—
о. Артема . . . . .		То же	—
То же . . . . .		Пойнт	—
2102	Слепцовская . . . . .	Обнажение	На поверхности
2089	» . . . . .	»	То же
2087	» . . . . .	»	»
2084	» . . . . .	»	»
2083	» . . . . .	»	»
2077	Крестовая балка . . . . .	»	»
2076	Серноводск . . . . .	»	»
—	Песчаный карьер . . . . .	»	»
—	То же . . . . .	»	»
—	Терский район . . . . .	»	»
1926	Цатых . . . . .	Скв. 5	2120—2133
1929	Майской . . . . .	» 7	1382—1387

*Таблица 3*  
поверхностей  $P$ , определенных по данным гранулометрического анализа

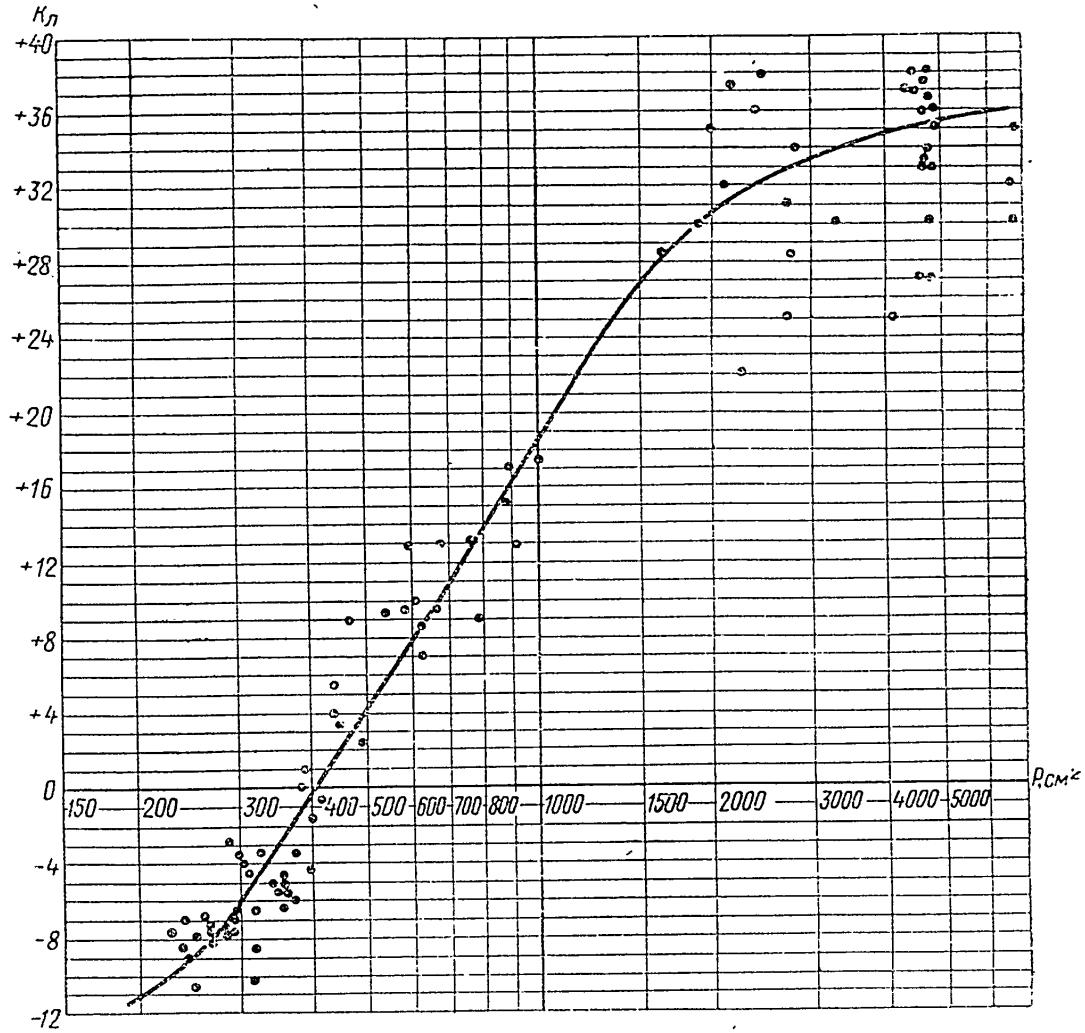
Характер образца	Гранулометрический состав, %					$\gamma_1/\gamma_2$	$K_{\text{п}}$	$P, \text{ см}^2$	
	0,5—1,0	0,25—0,5	0,1—0,25	0,1—0,01	< 0,01				
Песчаник	—	—	97,3	2,3	0,4	0,75	-6,6	294	
»	—	0,2	93,3	6,1	0,4	0,75	-7,2	294	
»	—	—	94,1	5,6	0,3	0,75	-4,1	310	
»	1,8	22,4	68,9	6,0	0,9	0,75	-7,6	282	
»	—	10,0	87,0	2,7	0,3	0,75	-8,0	253	
»	57,4	30,0	8,2	3,7	0,7	0,75	-4,0	160	
»	—	0,5	90,3	9,1	0,1	0,75	-6,6	320	
»	—	34,1	62,5	2,5	0,9	0,75	-7,0	240	
Песчаник алевролитовый	—	—	0,1	73,0	26,9	0,75	+22	2300	
Глина песчаная	—	0,2	0,4	58,5	40,9	0,75	+28,4	2750	
Песчаник глинистый	—	0,3	4,3	77,6	17,8	0,75	+24,4	1820	
То же	—	—	0,3	53,2	46,5	0,75	+25,0	4150	
Глина	—	—	—	0,1	99,9	0,75	+32,0	6600	
»	—	—	—	0,2	99,8	0,75	+35,0	6600	
Песчаник мелковернистый среднесцементированный	—	33,6	60,3	1,2	4,9	0,7	+30,0	6600	
Песчаник среднесцементированный	30,0	28,5	36,0	3,5	2,0	0,7	-9,1	245	
То же	—	—	86,7	11,7	1,6	0,7	-5,1	357	
»	—	11,9	83,7	1,1	3,3	0,7	-5,4	353	
»	—	7,4	86,4	3,7	2,5	0,7	-8,6	320	
»	—	3,7	86,7	6,7	2,9	0,7	-5,6	360	
Песчаник слабо сцементированный	—	0,8	94,5	3,5	1,2	0,7	-7,6	270	
Глина серая	—	51,5	39,3	3,5	5,7	0,7	-6,6	437	
» черная	—	0,09	0,1	3,85	96,8	0,8	+27	4650	
Глина	—	—	0,05	1,65	98,9	0,8	+27	4750	
»	—	0,06	0,06	1,68	98,2	0,8	+34	4720	
»	—	0,05	0,05	0,46	99,45	0,8	+30,2	4800	
»	—	0,05	0,05	1,6	98,84	0,8	+33,4	4750	
»	—	0,05	0,1	2,05	97,86	0,8	+37,0	4465	
»	—	0,05	0,1	10,5	89,35	0,8	+37,5	4400	
»	—	0,05	0,1	8,5	91,85	0,8	+38,0	4450	
»	—	0,05	0,11	4,8	95,04	0,8	+38,0	4700	
Песчаник	—	0,05	0,26	3,09	96,7	0,8	+36,4	4700	
»	—	58,0	33,0	7,1	1,9	0,75	-4,6	315	
»	—	1,3	75,8	16,8	6,1	0,8	+9,6	660	
Глина песчаная	—	4,2	80,3	10,8	4,7	0,8	+9,6	540	
Песчаник	—	—	26,7	51,0	22,3	0,8	+26,0	1680	
»	—	44,8	55,0	0,2	0,75	0,8	-0,6	415	
»	—	30,2	57,0	9,8	3,0	0,75	-3,6	375	
Песчаник глинистый	—	41,0	52,3	4,5	2,2	0,75	-10,6	320	
То же	—	16,2	30,8	26,7	26,3	0,85	+26,0	1770	
Песок	—	20,6	44,7	25,1	9,6	0,8	+15,0	880	
Глина песчаная	—	17	28,5	36,0	3,5	2,0	0,75	-10,6	250
То же	—	—	7,8	70,4	21,8	0,75	+31,0	1770	
	—	72,4	24,5	3,1	0,75	0,75	+8,8	625	

№ об-разца	Район	Место взятия образца	Глубина отбора, м
—	Терский хребет . . . . .	Обнажение 8'	На поверхности
—	То же . . . . .	» 6	То же
—	» . . . . .	» 6	»
—	» . . . . .	» 8	»
—	» . . . . .	» 15	»
—	» . . . . .	» 16	»
1	Артезиан . . . . .	Скв. 1	645,8
4	» . . . . .	То же	710,9
6	» . . . . .	»	717,5
8	» . . . . .	»	733,2
11	» . . . . .	»	758,3
12	» . . . . .	»	769,3
34	Ястребиная . . . . .	»	254,3—255,2
242	Артезиан . . . . .	»	786,95
34	Ястребиная . . . . .	»	251,2—252,0
243	Артезиан . . . . .	»	705,1
244	» . . . . .	»	796,0
245	» . . . . .	»	802,9
246	» . . . . .	»	810,6
246	» . . . . .	»	807,6
248	» . . . . .	»	812,76
249	» . . . . .	»	815,9
277	» . . . . .	»	998,15
281	» . . . . .	»	1042,6
295	» . . . . .	»	1278,0
317	» . . . . .	»	1379,71
319	» . . . . .	»	1385,7
339	» . . . . .	»	1555,52
6230	Терский хребет . . . . .	Обнажение	На поверхности
6234	То же . . . . .	»	То же
6240	» . . . . .	Обнажения	»
6248	» . . . . .	»	»
6254	» . . . . .	»	»
6237	» . . . . .	»	»
6256	» . . . . .	»	»
6260	» . . . . .	»	»
6259	» . . . . .	»	»
6243	» . . . . .	»	»
6215	» . . . . .	»	»
6222	» . . . . .	Обнажение 128	»
6212	» . . . . .	» 133	»
6190	» . . . . .	» 125	»
6178	» . . . . .	» 125	»
6177	» . . . . .	» 120	»
6173	» . . . . .	» 119	»
6152	» . . . . .	» 119	»
6151	» . . . . .	» 108	»
6149	» . . . . .	» 107	»
6147	» . . . . .	» 104	»
6139	» . . . . .	» 100	»
6138	» . . . . .	» 29	»
6136	» . . . . .	» 28	»
6235	» . . . . .	» 26	»
		» 147	»

## Продолжение табл. 3

Характер образца	Гранулометрический состав, %					$\gamma_1/\gamma_2$	$R_{\text{п}}$	$P, \text{с.м}^2$
	0,5—1,0	0,25—0,5	0,1—0,25	0,01—0,1	0,01 и м.и.			
Глина	—	—	79,2	14,0	6,7	0,75	+13,0	670
»	—	—	92,9	4,9	2,2	0,75	+1,7	390
»	—	—	36,6	61,1	2,3	0,8	+9,0	780
Глинистый песчаник	—	33,6	60,3	1,2	4,9	0,8	+9,0	475
То же	—	—	54,2	39,6	6,2	0,8	+17,0	890
Песок глинистый	—	—	45,1	49,6	5,3	0,8	+16,0	900
Алевролит	13,3	13,1	46,1	11,0	10,4	0,8	+13,0	765
»	—	—	2,6	81,9	15,5	0,8	+35,0	2000
Глина	—	—	1,8	8,8	62,1	0,8	+37,5	2180
»	—	—	—	—	4,3	0,8	+40,0	4600
»	—	—	—	—	0,2	0,8	+36,0	4800
Песчаник	—	—	1,1	87,7	0,7	0,8	+33,0	4800
Глина	—	—	—	0,1	5,0	6,2	0,8	0
Песчаник	—	—	2,0	76,7	49,2	50,7	0,8	+31,0
Глина	—	—	—	—	14,0	7,3	0,8	+10,0
»	—	—	—	—	—	98,5	0,8	+36,0
»	—	—	—	—	41,6	19,8	38,2	+32,0
»	—	—	—	—	0,3	3,1	96,6	0,8
»	—	—	—	—	0,3	0,8	98,9	+38,0
Алевролит	—	—	—	—	0,31	3,0	96,6	0,8
»	—	—	2,1	23,4	51,1	23,4	0,8	+33,0
»	—	—	—	—	11,4	61,8	26,8	+20,0
Глинистый алевролит	—	—	0,5	0,7	55,2	43,6	0,8	+30,0
Алевролит	—	—	—	—	1,3	40,3	58,4	+34,0
»	—	—	—	—	—	56,1	43,9	2800
»	—	—	—	—	—	62,5	37,5	3300
»	—	—	—	—	—	77,5	22,5	2700
Песчаник	—	—	—	—	0,3	66,8	32,9	2450
»	—	—	43,5	53,6	2,2	0,7	0,75	+38,0
»	—	—	1,6	90,0	8,1	0,3	0,75	+25,0
»	—	—	21,8	68,7	3,5	1,0	0,75	294
»	—	—	1,3	96,0	2,6	0,1	0,75	282
»	—	—	2,6	93,3	3,3	0,8	0,75	347
»	—	—	1,2	89,2	9,1	0,5	0,75	347
»	—	—	0,2	48,6	41,1	10,1	0,75	+13,0
»	—	—	—	86,7	11,7	1,6	0,75	920
»	—	—	—	28,4	55,4	16,2	0,75	-5,0
»	—	—	—	83,5	12,5	4,0	0,8	+17,4
»	—	—	45,4	35,9	26,8	70,7	2,5	1320
»	—	—	—	78,0	17,7	1,6	0,75	600
»	—	—	—	1,4	84,0	10,4	2,0	-7,6
»	—	—	4,1	5,0	85,8	6,5	4,2	230
»	—	—	1,0	20,8	70,3	5,7	1,6	+3,4
»	—	—	—	0,2	73,8	23,6	2,2	450
»	—	—	—	23,1	67,2	4,6	5,1	-7,3
»	—	—	—	34,9	53,8	10,0	1,3	267
»	—	—	—	36,0	47,5	14,1	1,7	-6,5
»	—	—	—	27,4	54,0	4,8	3,8	400
»	—	—	—	6,0	83,4	7,3	3,3	-5,0
»	—	—	—	36,6	58,3	3,3	1,8	360
»	—	—	0,2	1,2	81,8	11,0	5,8	-4,6
»	—	—	—	0,2	93,3	6,1	0,4	400

Как видно из табл. 3 и фиг. 5 между литологическим коэффициентом  $K_l$  и удельной поверхностью породы  $P$  существует тесная связь; особенно тесная связь между этими величинами у хорошо отсортированных крупнозернистых песков и песчаников, которым соответствуют отрицательные и небольшие положительные значения



Фиг. 5.

литологического коэффициента. Для глинистых пород, имеющих большие положительные значения коэффициента  $K_l$ , связь литологического коэффициента с удельной поверхностью менее тесная, о чем свидетельствует большой разброс точек. Можно полагать, что это вызвано недостаточно точным определением литологического коэффициента для глинистых образцов.

Действительно, значительная часть образцов пород, которыми мы располагали, в той или иной степени потеряла влажность. При высыхании образца в первую очередь испаряется вода из крупных пор; тонкозернистые фракции задерживают влагу. Естественно, что, определяя литологический коэффициент в образце, частично-

потерявшем влажность, мы будем получать значения его, характерные для мелких фракций образца, а не для всего образца в целом.

Для проницаемых пород (пески, песчаники) высыхание образцов можно компенсировать пропитыванием их перед измерениями дистиллированной водой (при этом необходимо избегать вымывания содержащихся в образце солей); однако этот способ не применим для непроницаемых пород (глины, песчанистые глины, алевролит и т. п.).

Кроме того, возможно несоответствие литологического коэффициента удельной поверхности, которая рассчитывалась по данным анализа одной части образца (керна), тогда как для определения литологического коэффициента использовалась другая его часть.

Следует отметить, что разброс точек в области больших значений  $K_{\text{л}}$  не имеет существенного значения, так как этот участок кривой практически, как мы в этом убедимся ниже, не используется.

#### Определение литологического коэффициента пластов, пересеченных скважиной

Как следует из изложенного выше, литологический коэффициент находится в тесной связи с удельной поверхностью породы; по величине его можно судить об удельной поверхности, а также и о литологии пород. Как будет показано далее, литологический коэффициент находится в тесной связи и с коллекторскими свойствами пород (пористостью, проницаемостью).

В связи с этим возникает задача непосредственного определения литологического коэффициента пластов, пройденных скважиной (без отбора керна из них).

Литологический коэффициент образца породы может быть определен не только при помощи установки, показанной на фиг. 2 и 3, но и при помощи установки, схематично изображенной на фиг. 6, являющейся разновидностью первой. Эта установка отличается от ранее описанной тем, что здесь один из неполяризующихся электродов  $\mathcal{E}_2$  помещается непосредственно в породу.

Общая э. д. с.  $E_{01}$  в цепи установки, показанной на фиг. 6, будет равна алгебраической сумме двух э. д. с.:

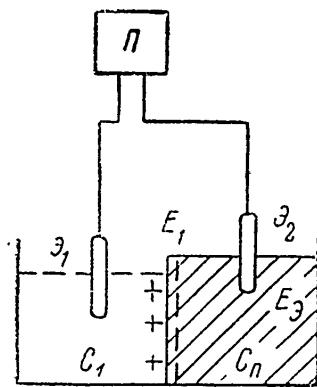
$$E_{01} = E_1 + E_2 = K_{\text{л}} \lg \frac{C_1}{C_n} + E_2, \quad (8)$$

где  $E_1 = K_{\text{л}} \lg \frac{C_1}{C_n}$  — э. д. с. на контакте раствора концентрации  $C_1$  с породой, насыщенной раствором концентрации  $C_n$ ;  $E_2$  — электродный потенциал на контакте электрода  $\mathcal{E}_2$  с породой<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Точнее,  $E_2$  — это э. д. с. контакта жидкости, окружающей электрод  $\mathcal{E}_2$ , с горной породой; э. д. с. контакта электрода с жидкостью так же, как и аналогичная величина для другого электрода  $\mathcal{E}_1$ , близка к нулю и ею можно пренебречь.

Э. д. с.  $E_0$  зависит от ряда факторов (типа электрода, температуры окружающей среды, характера породы и концентрации насыщающих ее вод и т. д.), учесть влияние которых затруднительно; величина ее, вообще говоря, остается неизвестной.

Если, не меняя положения электрода  $\mathcal{E}_2$  (для обеспечения неизменности э. д. с.  $E_0$ ), заменить раствор концентрации  $C_1$  раствором концентрации  $C_2$ , то э. д. с., очевидно, будет равна



Фиг. 6.

Таким образом, если при помощи установки, показанной на фиг. 6, измерить э. д. с. на образце породы при двух концентрациях раствора  $C_1$  и  $C_2$ , то  $K_{\text{л}}$  ее может быть определен по формуле (11).

Многочисленные лабораторные измерения подтверждают, что значения литологического коэффициента, определенные на установках, схематически показанных на фиг. 2 и 6, одинаковы (табл. 4).

Таблица 4  
Результаты определения литологического коэффициента  $K_{\text{л}}$  образцов пород на установках, представленных на фиг. 2 и 6

№ образца	Установка фиг. 2 <sup>1</sup>		Установка фиг. 6 <sup>2</sup>			$K_{\text{л}}$
	$E_m$	$K_{\text{л}}$	$E_{01} = E_1 + E_0$	$E_{02} = E_2 + E_0$	$E_{01} - E_{02}$	
2561	+ 26,1	+ 26,1	+ 35,1	+ 8,5	+ 26,6	+ 26,6
2562	+ 20,9	+ 20,9	+ 27,1	+ 7,5	+ 19,6	+ 19,6
2563	+ 20,5	+ 20,5	+ 24,7	+ 7,5	+ 17,2	+ 17,2
2564	+ 15,7	+ 15,7	+ 20,1	+ 6,1	+ 14,0	+ 14,0
2565	+ 13,2	+ 13,2	+ 15,9	+ 3,3	+ 12,6	+ 12,6
2566	+ 14,4	+ 14,4	+ 6,4	- 7,4	+ 13,8	+ 13,8
2237	+ 46,1	+ 46,1	+ 77,5	+ 30,6	+ 46,9	+ 46,9
2315	+ 42,4	+ 42,4	+ 56,2	+ 16,0	+ 40,2	+ 40,2
2266	+ 22,4	+ 22,4	+ 69,4	+ 46,8	+ 22,6	+ 22,6
2403	+ 18,5	+ 18,5	+ 21,6	+ 3,4	+ 18,2	+ 18,2
2290	+ 20,1	+ 20,1	+ 37,4	+ 18,4	+ 19,0	+ 19,0
2297	+ 36,2	+ 36,2	+ 47,0	+ 10	+ 37,0	+ 37,0

<sup>1</sup> Знак «+» означает, что разбавленный раствор (3 г/л) имеет более высокий потенциал, чем концентрированный (30 г/л).

<sup>2</sup> Знак указывает полярность электрода, погруженного в раствор.

Из изложенного выше следует, что для определения литологического коэффициента пройденного скважиной пласта следует измерить кривую  $PC$  против него при двух растворах, отличающихся различными концентрациями солей хлористого натрия.

Рассмотрим спачала определение  $K_{lb}$  в пласте неограниченной мощности (фиг. 7).

При заполнении скважины раствором концентрации  $C_1$  разность потенциалов между электродами  $M$  и  $N$  будет, очевидно, равна

$$\begin{aligned} E_{01} &= E_1 + E_N + E_M = \\ &= K_{lb} \lg \frac{C_1}{C_n} + E_N + E_M, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $E_M$  и  $E_N$  — потенциалы электродов  $M$  и  $N$ ;  $K_{lb}$  — литологический коэффициент данного пласта при температуре пласта.

При замене в скважине глинистого раствора концентрации  $C_1$  раствором концентрации  $C_2$  будем иметь

$$\begin{aligned} E_{02} &= E_1' + E_N + E_M = K_{lb} \lg \frac{C_2}{C_n} + \\ &\quad + E_N + E_M. \end{aligned} \quad (13)$$

Из (12) и (13) следует, что

$$K_{lb} = \frac{E_{01} - E_{02}}{\lg \frac{C_1}{C_2}}. \quad (14)$$

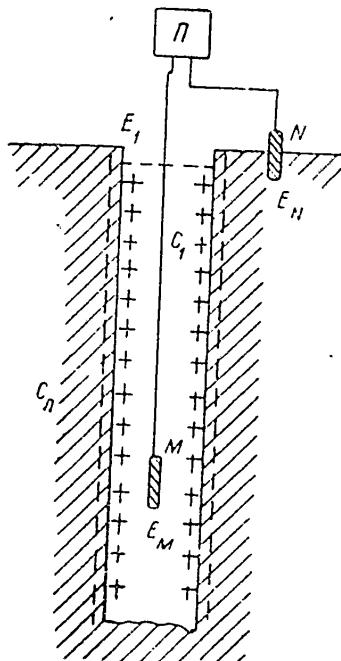
Понятно, что точные результаты могут быть получены только при неизменности потенциалов  $E_N$  и  $E_M$  при первом и втором замерах. Условие это, однако, не может быть выполнено: потенциал электрода  $N$ , а также потенциал электрода  $M$  меняются вследствие изменения самих электродов, минерализации раствора, в котором они помещаются, температуры и т. п.

Однако даже при непостоянстве электродных потенциалов полное значение литологического коэффициента  $K_{lb}$  пласта неограниченной мощности можно получить, если одна часть скважины будет заполнена раствором одной, а другая — другой концентрации (фиг. 8).

В этом случае на границе растворов различной концентрации кривая  $PC$  образует скачок, амплитуда  $\Delta V_k$  которого равна (см. фиг. 8, б)

$$\Delta V_k = E_1 - (E_1' + E_d) = K_{lb} \lg \frac{C_1}{C_n} - K_{lb} \lg \frac{C_2}{C_n} - E_d, \quad (15)$$

<sup>2</sup> Прикладная геофизика в. 11.

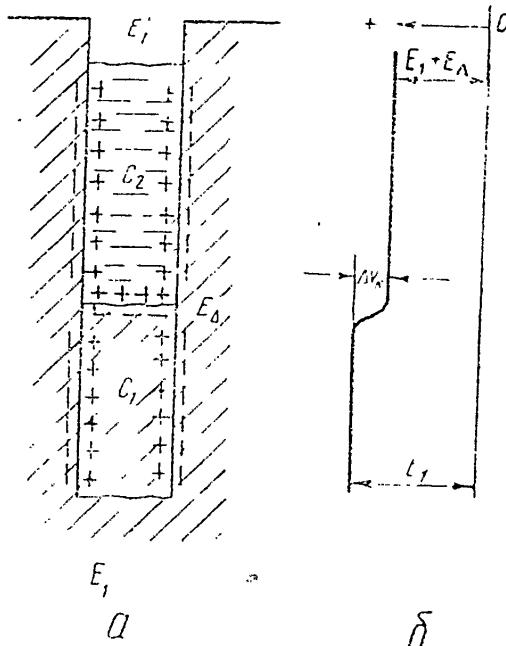


Фиг. 7.

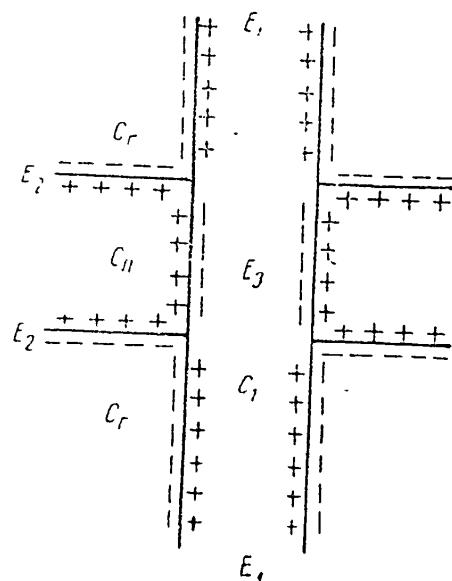
где  $C_1$  и  $C_2$  — концентрации раствора в стволе скважины против нижней и верхней частей пласта;  $E_1$  и  $E'_1$  — э. д. с. на контакте растворов концентрации  $C_1$  и  $C_2$  с пластом;  $E_d$  — э. д. с. диффузии в месте соприкосновения растворов  $C_1$  и  $C_2$ .

Полярность э. д. с.  $E_1$ ,  $E'_1$  и  $E_d$  для случая  $C_2 > C_1$  показана на фиг. 8, а.

Скачок потенциала  $\Delta V_n$  кривой  $PC$  на границе растворов можно отсчитать непосредственно по кривой  $PC$ ; э. д. с.  $E_d$  непосред-



Фиг. 8.



Фиг. 9.

ственного контакта растворов, которые могут быть приняты за растворы хлористого натрия, может быть с достаточной для практики точностью вычислена по формуле (1).

Тогда литологический коэффициент пласта можно определить по результатам измерения при помощи формулы, получаемой из формулы (15):

$$K_{\text{ли}} = \frac{\Delta V_n + E_d}{\lg \frac{C_1}{C_2}}. \quad (16)$$

Для определения литологического коэффициента  $K_{\text{ли}}$  пласта ограниченной мощности, залегающего в толще некоторых пород (например, для определения литологического коэффициента несвязанного пласта, залегающего в глине), следует произвести запись кривой  $PC$  при одной концентрации раствора  $C_1$ , заменить раствор за исключением нижнего участка ствола скважины во вмещающих породах другим и затем произвести запись кривой  $PC$  второй раз при другой концентрации раствора  $C_2$ .

против  
контакте  
диффу-  
оказана  
в можно  
нос ед-

Пусть амплитуды отклонений кривой  $PC$  против пласта в первом и во втором случаях будут  $V$  и  $V'$ ; предположим далее, что мощность этого пласта достаточно большая; тогда амплитуда отклонения кривой против пласта для наиболее часто встречающегося случая ( $C_r > C_u > C_t$ ) при растворе концентрации  $C_1$  будет равна (фиг. 9)

$$V = E_2 - E_1 - E_{3r}, \quad (17)$$

а при растворе концентрации  $C_2$

$$V' = E_2 - E'_1 - E'_{3r}, \quad (18)$$

где  $E_2$  — с. д. с. на контакте пласта с вмещающими породами;  $E_3$  и  $E'_{3r}$  — с. д. с. на контакте пласта с раствором по стенкам скважины в первом и во втором случаях.

В соответствии с изложенным ранее [см. (14)]

$$K_{\text{ам}} = \frac{E'_{3r} - E_3}{\lg \frac{C_1}{C_2}}, \quad (19)$$

Из (17) и (18) следует, что

$$E'_{3r} - E_3 = (V - V') - (E'_1 - E_1).$$

Значение  $E'_1 - E_1$  может быть определено по величине скачка  $\Delta V_k$  кривой  $PC$  на границе раствора концентрации  $C_2$  и  $C_1$  при втором измерении кривой  $PC$ ; согласно (15) и (16)

$$E'_1 - E_1 = \Delta V_k + E_d = K_{\text{ам}} \lg \frac{C_1}{C_2},$$

где  $E_d$  определяется по (1).

Отсюда

$$K_{\text{ам}} = \pm \left| \frac{V - V' - (\Delta V_k + E_d)}{\lg \frac{C_1}{C_2}} \right| = \pm \left| \frac{V - V'}{\lg \frac{C_1}{C_2}} - K_{\text{ам}} \right|. \quad (20)$$

Таким образом, для определения литологического коэффициента пласта следует, определив по результатам измерения двух  $PC$  величины  $V - V'$ , по второй кривой  $PC$  значения  $\Delta V_k$  и по формуле (1)  $E_d$ , подставить их значения в формулу (20).

Из фиг. 9 следует, что коэффициент  $K_{\text{ам}}$  надлежит взять отрицательным в том случае, если разность амплитуд  $(V - V') > (\Delta V_k + E_d)$ , и положительным при обратном соотношении их.

На практике удобнее пользоваться не концентрациями глинистых растворов, а приблизительно обратно пропорциональными им удельными сопротивлениями глинистых растворов  $\rho_1$  и  $\rho_2$ ; тогда

$$K_{\text{ам}} = \left| \frac{|V - V'| - (\Delta V_k + E_d)}{\lg \frac{\rho_2}{\rho_1}} \right| = \pm \left| \frac{V - V'}{\lg \frac{\rho_2}{\rho_1}} - K_{\text{ам}} \right|. \quad (21)$$

2\*

Литологический коэффициент пород изменяется при изменении температуры среды, в которой происходит диффузия. Поэтому значения литологических коэффициентов пород, определяемых в условиях скважин, необходимо привести к некоторой условной температуре, например к 18°, при которой производились лабораторные определения литологических коэффициентов по образцам пород.

Определим, насколько литологический коэффициент меняется при изменении температуры.

Согласно выражению (2) коэффициент диффузионной э. д. с. непосредственного контакта растворов пропорционален абсолютной температуре  $T$ . Однако, как показывают опыты, диффузионная э. д. с. практически не зависит от температуры растворов даже при изменении ее в широких пределах. Это объясняется тем, что с увеличением  $T$  уменьшается отношение  $\frac{u-v}{u+v}$  вследствие изменения подвижности ионов  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$ . Указанное положение иллюстрируется результатами расчета, показанными в табл. 5 ([7], стр. 493; [8], стр. 255).

**Таблица 5**  
Изменение коэффициента  $K_0$  диффузионной э. д. с.  
непосредственного контакта растворов хлористого  
натрия от температуры

$t, ^\circ\text{C}$	$T$ абрс.	$v$	$u$	$K_0$
0	273	41	25	12,1
18	291	65,4	43,6	11,6
25	298	75,4	50	12,3
100	373	90,8	154	11,5

Поскольку мембранная э. д. с. для пористых и хорошо проницаемых пород (песок, рыхлый песчаник) мало отличается от диффузионной э. д. с. непосредственного контакта растворов (литологический коэффициент их близок к —11,6), то в первом приближении можно считать, что литологический коэффициент таких пород также мало зависит от температуры и температурный коэффициент его близок к нулю.

Измерениями при различной температуре на установке, показанной на фиг. 2, образца песчанистой глины, имеющей литологический коэффициент, равный +10, установлено, что температурный коэффициент литологического коэффициента ее около 1%.

Работами автора [6] на основании фактического материала было установлено, что коэффициент диффузионной э. д. с. хорошо проницаемых пластов имеет температурный коэффициент, равный приблизительно 2%. Так как диффузионная э. д. с. непосредственного контакта мало зависит от температуры, то это изменение в основном связано с изменением температуры э. д. с. на контак-

тах пластовой воды и заполняющего скважину глинистого раствора с глиной. Отсюда следует, что для глин (литологический коэффициент около +40) температурный коэффициент литологического коэффициента будет приблизительно равен 2%.

На основании приведенных соображений можно сделать вывод, что температурный коэффициент  $a$  литологического коэффициента  $K_{\text{л}}$  пород меняется при изменении последнего и что примерная зависимость  $a$  от  $K_{\text{л}}$  может быть изображена кривой, показанной на фиг. 10. Кривая построена по трем точкам, соответствующим трем рассмотренным выше случаям (пески,  $K_{\text{л}} = -11,6$ ; песчаная глина,  $K_{\text{л}} = +10$  и глина,  $K_{\text{л}} = +40$ ).

Кривая, показанная на фиг. 10, хотя и нуждается в уточнении, но тем не менее практически ею можно пользоваться для определения коэффициента  $a$ .

Чтобы перейти от значения литологического коэффициента  $K_{\text{л}}^t$  при температуре  $t$  к значению его  $K_{\text{л}}^{18}$  при  $18^\circ$  и обратно, очевидно, следует воспользоваться формулой

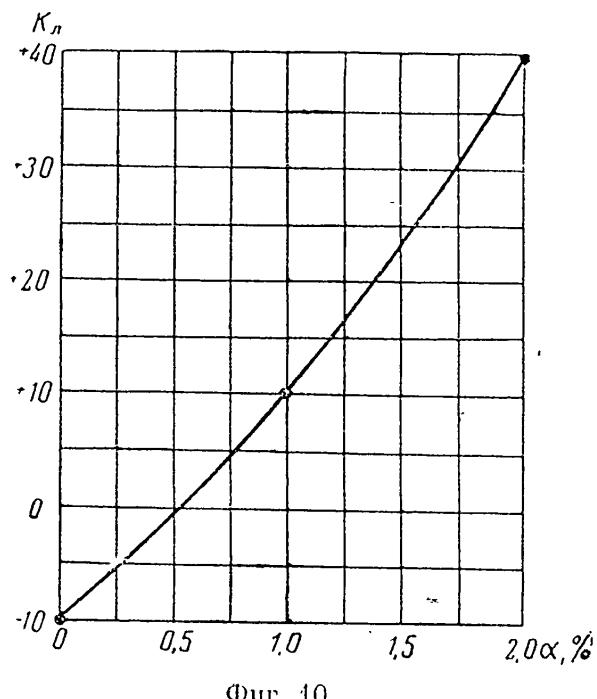
$$(K_{\text{л}}^{18}) = \frac{K_{\text{л}}^t}{(1 + 0,01a)^{t-18}}. \quad (22)$$

Значение  $a$  подбирается по кривой фиг. 10 методом последовательного приближения, который поясняется на следующем примере. Пусть при температуре пласта  $60^\circ$  и  $K_{\text{л}} = 12$  требуется определить значение  $K_{\text{л}}$  для температуры  $18^\circ$ .

Предположим сначала, что при  $18^\circ$  литологический коэффициент  $K_{\text{л}}$  будет близок к +5; исходя из этого значения, по фиг. 10 находим  $a = 0,79$ . Подставляя значения  $a$ ,  $t$  и  $K_{\text{л}}$  в (22), находим

$$K_{\text{л}}^{18} = \frac{12}{\left(1 + \frac{0,79}{100}\right)^{(60-18)}} = 8,5.$$

Полученное значение  $K_{\text{л}}^{18}$  является первым приближением. Исходя из  $K_{\text{л}} = 8,5$ , находим по фиг. 10 новое, более точное значение  $a$  и по формуле (22) более точное значение  $K_{\text{л}}^{18}$  (второе приближение). Так поступаем до тех пор, пока в результате нескольких приближений не будет получено  $K_{\text{л}}^{18}$  с достаточной точностью. В рассматриваемом нами примере при  $18^\circ$   $K_{\text{л}} = 7,45$ .



Фиг. 10.

Казалось бы, что изменение литологического коэффициента пород от температуры, особенно значительное для глин (температурный коэффициент около 2%), должно привести к плавному смещению кривой  $HC$  с глубиной в сторону возрастания потенциала. Однако такого смещения кривой  $HC$  обычно не наблюдается или же оно много меньше, чем следовало бы ожидать.

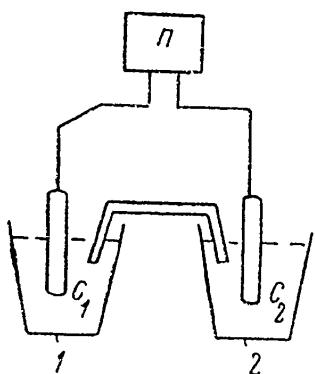
Это объясняется тем, что при увеличении глубины спуска, а следовательно, и повышении температуры электрода, служащего для записи кривой  $HC$ , его электродный потенциал уменьшается (а не увеличивается, как это предполагалось ранее). Это уменьшение потенциала полностью или почти полностью компенсирует возрастание потенциала скважины, связанное с увеличением э. д. с. на контакте скважины с глинистым раствором, с ростом температуры.

Для проверки указанного положения были произведены измерения электродного потенциала свинца при различных температурах: схема установки показана на фиг. 11.

Неследуемый свинцовый электрод помещался в стакан 1 с раствором  $C_1$ . Насыщенный каломелевый электрод, служащий электродом сравнения, помещался в стакан 2 с раствором  $C_2$ . Стаканы соединялись агар-агаровым сифоном с насыщенным раствором хлористого калия. Измерения производились при одинаковой температуре обоих стаканов и при подогреве стакана со свинцовым электродом до 82°.

Результаты измерений показаны в табл. 6. Как видно, каломелевый электрод имеет более высокий потенциал, чем свинцовый (знак «+» относится к каломелевому электроду). При нагревании раствора, в который помещен свинцовый электрод, разность потенциалов между электродами увеличивается, что указывает на уменьшение потенциала свинцового электрода. Это уменьшение в среднем составляет 0,4 мв на 1°.

Допустим, что температура по стволу скважины меняется от 20 до 70°. Если при 20° литологический коэффициент глин приять равным +40, то при 70° он будет равен +85. Как следует из (8), при пятикратном отношении концентрации насыщающей поры глины к концентрации глинистого раствора э. д. с. на контакте глины с глинистым раствором изменится от  $E_{20} = 40 \lg 5 = 28$  мв до  $E_{70} = 85 \lg 5 = 59$  мв. В соответствии с этим потенциал по стволу скважины увеличится на  $59 - 28 = 31$  мв. Но изменение температуры по стволу скважины от 20 до 70° вызовет уменьшение потенциала свинцового электрода на 20 мв, что в значительной мере компенсирует увеличение потенциала, связанное с изменением э. д. с. на контакте глины с глинистым раствором.



Фиг. 11.

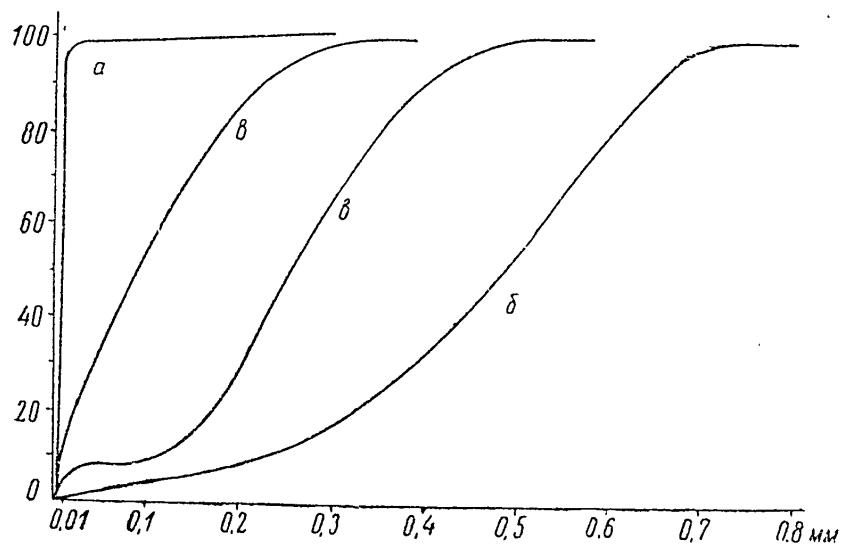
Таблица 6

Изменение электродного потенциала свинца в зависимости от температуры

Растворы, г./л.		Замеры до нагревания ( $t_1 = t_2$ )		Замеры после подогрева раствора		Приращение $m\delta$ на $1^\circ$	
$C_1$	$C_2$	$t_1$ , $^{\circ}\text{C}$	$\mu V$ , мв	$t_1'$ , $^{\circ}\text{C}$	$t_2'$ , $^{\circ}\text{C}$		
KCl 15	KCl 15	20	513	70	20	530	0,34
KCl 15	KCl 15	22	513	55	22	527	0,42
NaCl 6	NaCl 6	22	500	77	22	525	0,45
NaCl 6	NaCl 15	22	515	70	22	530	0,32
NaCl 2,5	KCl нас.	18	471	74	18	500	0,5
NaCl 2,5	KCl »	18	502	42	18	514	0,4
NaCl 2,5	KCl »	18	523	65	18	533	0,32
NaCl 2,5	KCl »	18	489	57	18	501	0,54
NaCl 6	KCl »	20	532	57	20	566	0,92
NaCl 50	KCl »	19	510	78	19	520	0,48
NaCl 50	KCl »	20	539	82	20	554	0,24

### КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД РАЗЛИЧНОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

По литологической характеристике породы, слагающие глинистопесчаные разрезы, можно разделить на глинистые, типичными представителями которых являются глины, глинистые сланцы и т. д.,



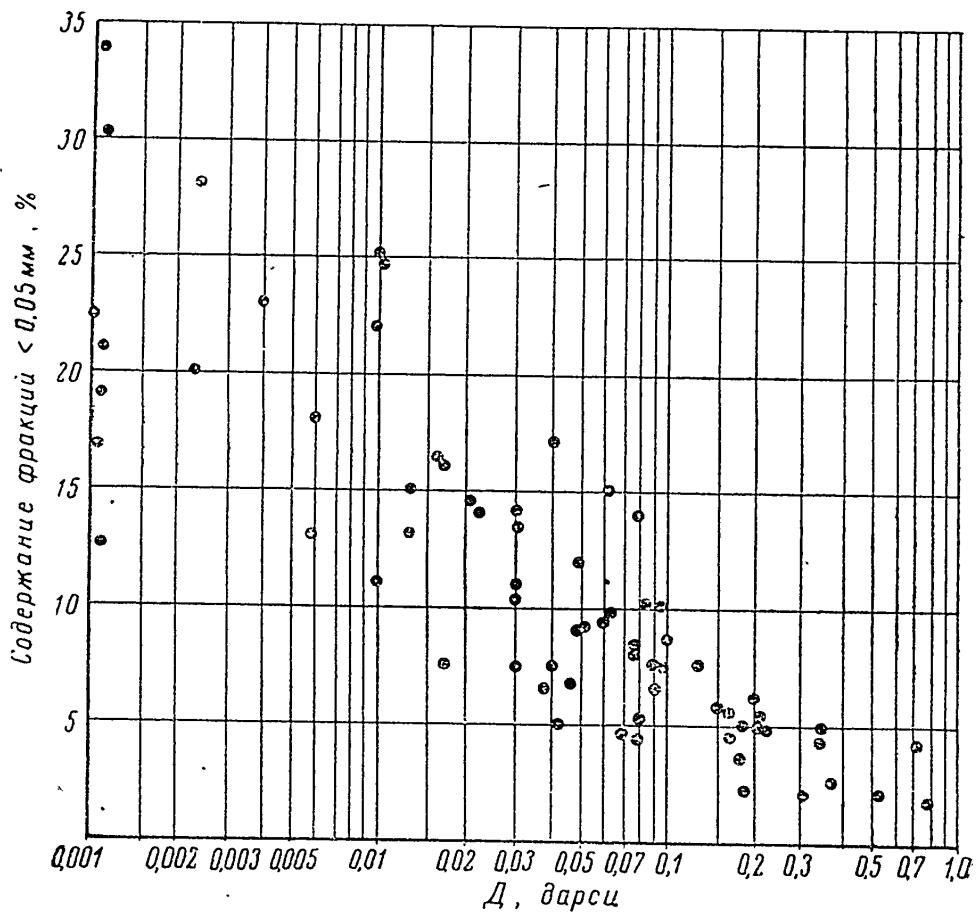
Фиг. 12.

и песчаные, типичными представителями которых являются рыхлые, крупнозернистые пески и песчаники.

На фиг. 12 (кривая а) представлены результаты гранулометрического анализа глины. Как видно, основная масса (около 99%) данного образца породы состоит из частиц диаметром меньше 0,01 мм,

Вторая группа пород (пески, рыхлые песчаники) характеризуется преобладанием крупнозернистого материала. График гранулометрического состава песка также показан на фиг. 12 (кривая б).

Кривые в представляют графики гранулометрического состава пород, занимающих промежуточное положение между глинами и песками (глинистые песчаники, песчаные глины, алевролиты и т. п.).



Фиг. 13.

Между гранулометрическим составом пород и их проницаемостью существует некоторая связь. О характере этой связи можно судить по графику фиг. 13. Здесь для некоторых образцов пород на оси абсцисс нанесены значения проницаемости в дарси, по оси ординат — суммарный процент частиц диаметром менее 0,05 ми.

Весьма значительный разброс точек свидетельствует о том, что связь эта недостаточно тесная.

Можно предположить, что между основными коллекторскими свойствами пород — проницаемостью, пористостью и их удельной поверхностью — существует более тесная связь, чем между пропицаемостью и гранулометрическим составом породы. Наличие тесной связи между проницаемостью и пористостью породы и ее

удельной поверхностью может быть показано следующим образом.

Как известно, расход жидкости для установившегося ламинарного потока через цилиндрическую трубу определяется уравнением Пуазейля

$$q = \frac{4\mu\pi r^4}{8l\mu}, \quad (23)$$

где  $\Delta p$  — перепад давления в дин/см<sup>2</sup>;  $r$  — радиус трубы в см;  $\mu$  — абсолютная вязкость жидкости в дин сек/см<sup>2</sup>;  $l$  — длина трубы в см.

Предположим, что поры породы имеют цилиндрическую форму, перепад давления направлен вдоль оси каналов, движение в них происходит по ламинарному закону. Если сечение образца породы  $f$ , длина  $l$ , а число цилиндрических пор, приходящееся на единицу площади,  $n$ , то расход жидкости при движении ее через образец

$$q = \frac{\pi r^4 \Delta p n f}{8\mu l}. \quad (24)$$

Коэффициент пористости

$$k_v = \frac{\pi r^2 n l f}{l f} = \pi r^2 n. \quad (25)$$

Подставляя в формулу (24) вместо  $\pi r^2 n$  значение  $k_v$ , получим:

$$q = \frac{\Delta p r^2 k_v f}{8\mu l}. \quad (26)$$

Согласно закону Дарси расход жидкости при движении ее через пористую среду может быть выражен формулой

$$q = \frac{\Delta p D}{l \mu}, \quad (27)$$

где  $D$  — проницаемость породы.

Приравнивая выражения (26) и (27), получим <sup>1</sup>

$$D = \frac{r^2 k_v}{8}. \quad (28)$$

Определим теперь поверхность пор в том же образце. Так как поверхность одного цилиндрического канала равна  $2\pi r l$ , то суммарная поверхность  $P_0$  всех каналов будет, очевидно,

$$P_0 = 2\pi r l n f = \frac{2l f k_v}{r}. \quad (29)$$

Отсюда

$$r = \frac{2l f k_v}{P_0}.$$

<sup>1</sup> В основу вывода формул (23) — (27) положены материалы [5].

Подставляя значение  $r$  в (28), получим

$$\mathcal{D} = \frac{k_v^3 j^2 l^2}{2P_0^2} \text{ и } P_0 = fl \left( \frac{k_v^3}{2\mathcal{D}} \right)^{0,5}.$$

Удельную поверхность пор  $P$  получим, положив  $j = 1 \text{ см}^2$  и  $l = 1 \text{ см}$ :

$$P = \left( \frac{k_v^3}{2\mathcal{D}} \right)^{0,5}.$$

Если пористость  $k_v$  выразить в процентах, а проницаемость  $\mathcal{D}$  в миллидарси, то

$$P = 220 \left( \frac{k_v^3}{\mathcal{D}} \right)^{0,5}. \quad (30)$$

Формула (30) подтверждает наличие тесной связи удельной поверхности пор с величинами пористости и проницаемости пластов — отношением  $k_v^3/\mathcal{D}$ . Однако эта формула, выведенная в предположении, что поры имеют цилиндрическую форму, естественно, не может быть применена к действительным горным породам.

Такого же типа формулы, связывающие величину удельной поверхности пород с их пористостью и проницаемостью, известные по литературе [9, 11], дают удовлетворительные результаты для песков и слабо сцепленных песчаников, но мало пригодны для песчаников значительной цементации, к которым относится довольно большая часть рассмотренных в данной статье образцов пород.

Связь между  $P$  и  $k_v^3/\mathcal{D}$  была уточнена по фактическим значениям этих величин для образцов пород.

В табл. 7 приведены результаты анализа<sup>1</sup> значительного числа образцов песка и песчаников Караганского и Чокракского возрастов: проницаемость  $\mathcal{D}$ , пористость  $k_v$  (в %), объемные и минералогические веса  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$ , фракционный состав.

На основании этих данных рассчитаны значения удельной поверхности частиц  $P$ , а также отношения  $k_v^3/\mathcal{D}$ .

По данным табл. 7 построен график, на котором по оси ординат отложены значения  $P$ , а по оси абсцисс — отношения  $k_v^3/\mathcal{D}$  (фиг. 14). Как видно из фиг. 14, между этими величинами существует тесная связь.

Из кривой, проведенной по намеченным на фиг. 14 точкам, следует, что

$$P = 140 \left( \frac{k_v^3}{\mathcal{D}} \right)^{0,3}. \quad (31)$$

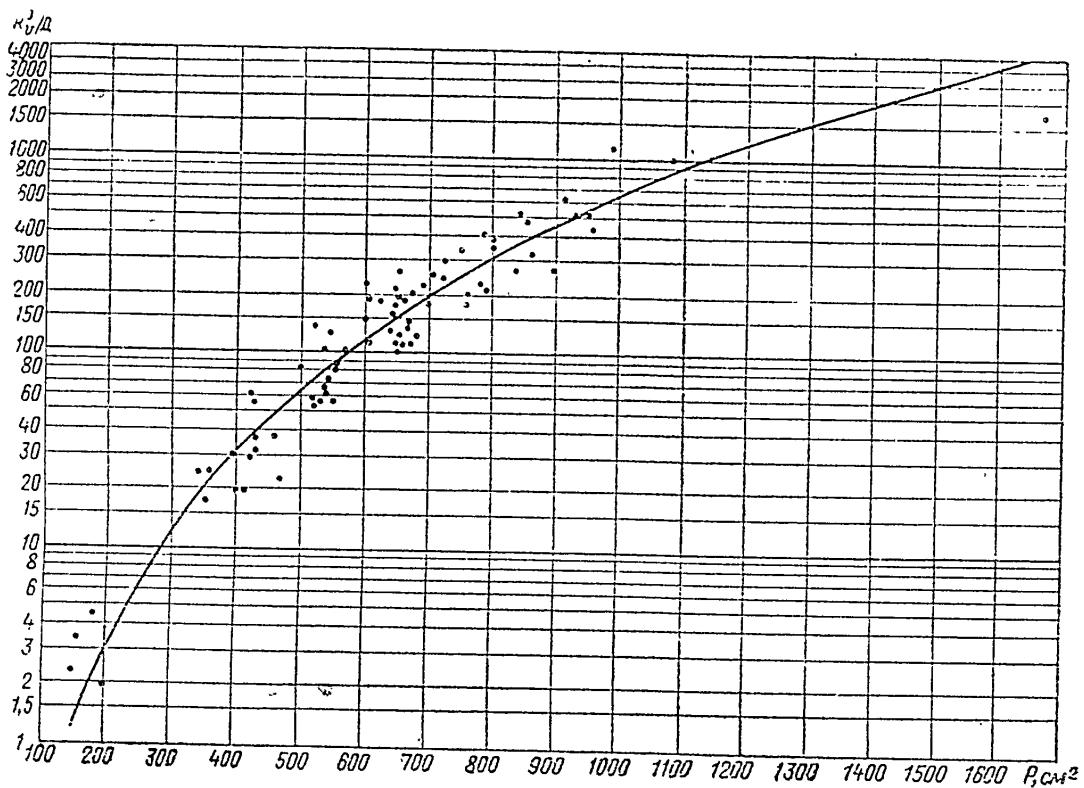
Расхождение между формулами (30) и (31) может быть объяснено тем, что при выводе формулы (30) было сделано допущение

<sup>1</sup> Анализ кернов произведен лабораторией физики пласта ГрозНИИ, петрографической лабораторией треста Грознефтеразведка и лабораторией по опорным скважинам треста Грознефтегеофизика.

о цилиндрической форме пор, тогда как на самом деле поры имеют самую разнообразную форму и размеры.

Представляет, очевидно, интерес выявить характер связи междуной поверхности  $P$  с проницаемостью  $D$  и с пористостью  $k_v$ .

На фиг. 15 нанесены точки с абсциссой  $P$  и ординатой  $D$ . Из сравнения фиг. 15 и 14 видно, что между величиной  $P$  и отношением  $k_v^3/D$  существует более тесная связь (меньше разброс точек), чем между  $P$  и  $D$ .



Фиг. 14.

Данные табл. 7 показывают, что между  $P$  и  $k_v$  связь также менее тесная, чем между  $P$  и отношением  $k_v^3/D$ .

Формула (31) может быть рекомендована для применения в нефтепромысловой практике для пород, аналогичных по характеру породам караганского и чокракского ярусов изучаемых нами месторождений. Она может применяться для определения проницаемости пород и их пористости, и во многих случаях может оказаться полезной (например, для построения карт проницаемости при разработке технологических схем вторичных методов разработки для целей интерпретации каротажных материалов). При этом могут быть использованы материалы прошлых лет, имеющиеся в большом количестве во многих лабораториях и на нефтепромыслах.

Следует учитывать, что формула (31) получена для определенных отложений, и нет уверенности, что она может быть механически

Таблица 7

Отношение  $k_v^3/D$  и удельная поверхность  $P$ , вычисленные по результатам анализа образцов песчаных пород

№ п/п	$k_v$ , %	$D$ , милли-дарси	$\gamma_1$	$\gamma_2$	Гранулометрический состав в процентах						$k_v^3/D$	$P$ , см <sup>2</sup>			
					0,59— 1,68	0,42— 0,59	0,297— 0,42	0,21— 0,297	0,149— 0,21	0,09— 0,149	0,74— 0,149	0,05— 0,074	0,01— 0,05	> 0,01	
1	6	0	2,51	2,68	2,7	1,1	4,46	9,1	9,3	19,6	20,9	15,7	6,76	1270	
2	17,4	100	2,18	2,65	—	0,04	0,24	7,4	28,0	40,0	5,9	1,47	52	520	
3	20,9	296	2,12	2,68	—	—	0,2	11,6	14,1	27,6	13,6	1,24	0,797	430	
4	24,0	376	2,0	2,64	—	—	—	0,66	8,4	61,1	16,6	1,96	0,57	430	
5	21,8	039	2,07	2,64	—	—	—	0,72	5,56	36,1	38,4	5,4	1,12	650	
6	20,8	047	2,09	2,64	—	—	—	1,7	6,9	27,1	17,5	4,6	2,1	660	
7	22,9	146	2,065	2,68	0,12	0,22	0,86	0,86	2,2	74,7	15,8	4,4	1,43	82	
8	25,4	087	2,0	2,68	0,06	0,06	0,08	0,08	0,38	16,9	52,0	20,1	7,15	500	
9	21,0	093	2,12	2,68	—	0,08	0,08	0,08	3,04	13,6	50,3	—	22,7	620	
10	4,7	0	2,48	2,68	—	—	—	1,24	9,9	26,5	17,6	26,8	7,6	2,3	650
11	5,4	0	2,47	2,68	—	—	—	8,0	12,1	14,6	4,4	29,7	2,87	cc	1600
12	7,0	0	2,43	2,68	—	—	—	8,6	12,5	15,2	8,7	20,6	21,2	9,7	cc
13	21,3	179	2,41	2,68	0,08	0,1	0,4	9,4	28,8	44,8	—	33,1	1,06	cc	5000
14	24,3	220	2,03	2,68	—	—	—	3,5	22,8	47,6	—	13,45	1,5	0,75	2900
15	25,4	206	2,0	2,68	—	—	0,08	0,8	18,34	49,7	—	20,7	2,35	65	430
16	21,7	352	2,1	2,68	—	—	—	0,3	5,2	47,5	—	24,85	4,02	2,36	542
17	23,5	210	2,05	2,68	—	—	—	0,14	10,04	40,0	—	16,48	3,73	1,95	555
18	24,0	80	2,04	2,68	—	—	—	5,3	31,8	23,6	—	20,54	3,72	0,44	425
19	33,0	345	1,8	2,68	—	—	—	—	—	16,85	—	31,5	9,87	1,5	425
20	29,6	105	1,89	2,64	—	—	—	—	—	17,1	36,7	1,7	25,7	3,27	66
21	26,8	174	1,96	2,68	—	—	—	—	—	5,5	23,0	24,8	37,0	1,88	250
22	30,2	102	1,95	—	—	—	—	—	—	7,34	38,5	34,5	33,6	1,4	707
23	15,4	43	2,24	2,68	0,48	—	—	1,74	4,7	—	1,6,0	33,2	33,6	10,4	607
24	16,4	30	2,24	2,68	0,68	2,94	0,68	1,8	21,3	30,7	12,9	—	17,6	1,95	537
25	12,3	10	2,35	2,68	0,3	1,0	18,0	27,2	—	—	—	—	20,36	5,24	570
26	11,2	31	2,38	—	0,5	1,54	1,54	15,1	32,2	30,4	—	—	12,4	5,08	147
27	15,7	17	2,26	—	0,44	1,48	20,6	29,7	30,3	28,5	—	—	9,04	5,2	600
					0,4	0,46	0,46	0,4	20,4	20,6	—	21,6	6,7	454	673
					0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	227	600

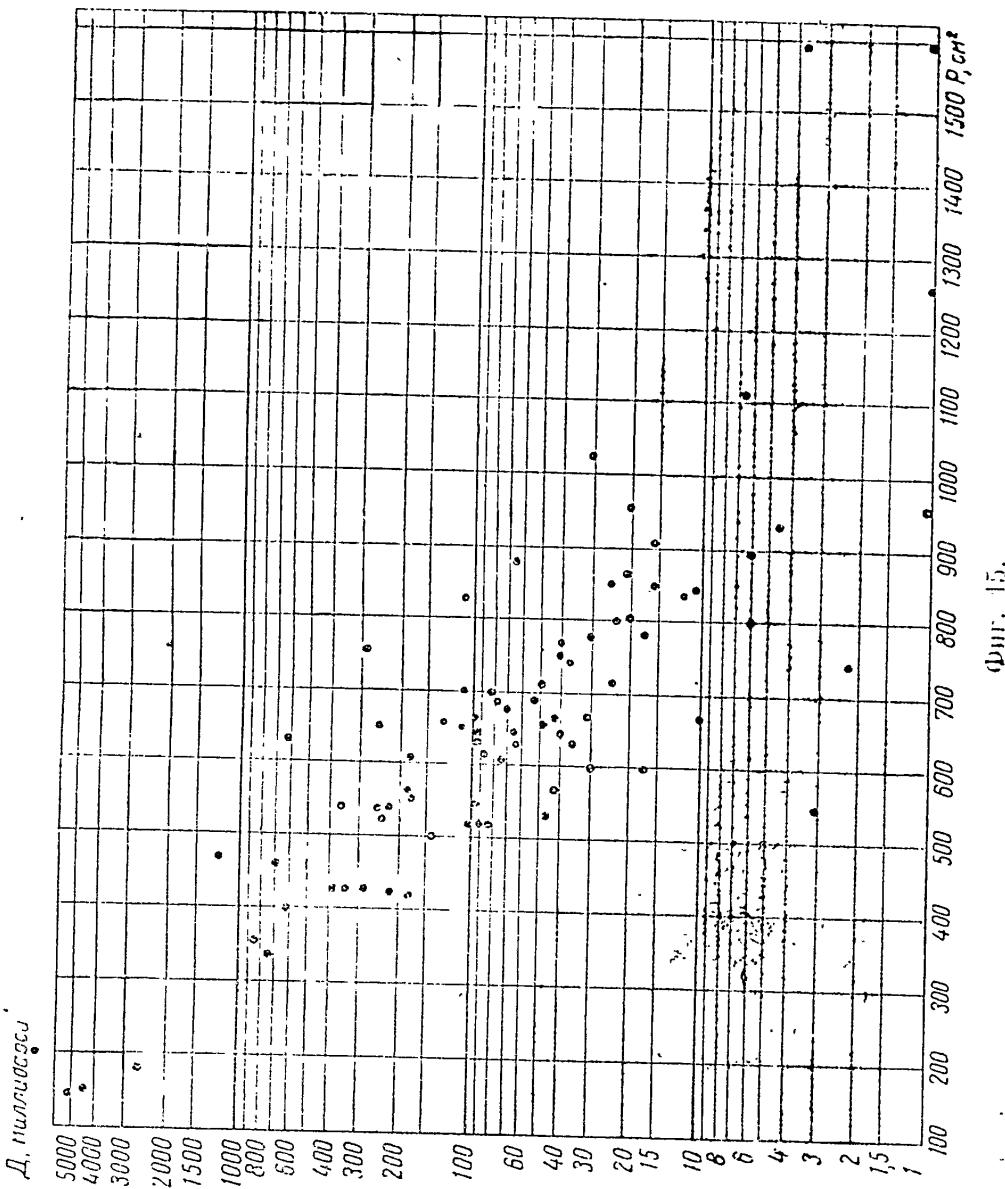


## Приложение к табл. 7

$k_b$ , %	$\frac{d}{d}$ , мкм и архим.	$r_1$	$r_2$	Гранулематический состав в процентах								$k_{t/t}^3$ , %	$P$ , см. <sup>2</sup>		
				0,59— 1,68	0,42— 0,59	0,207— 0,42	0,21— 0,207	0,149— 0,21	0,09— 0,149	0,05— 0,09	0,01— 0,05	> 0,01			
57	10,6	4,5	2,18	2,62	37,4	—	0,14	5,0	3,1	—	—	34,0	1,0	100	
58	20,4	2,6	2,11	2,65	0,7	—	0,4	3,0	9,5	—	—	8,25	9,19	3,06	
59	25,5	17	1,84	1,96	2,03	—	—	0,85	5,55	31,3	28,67	21,6	2,68	0,934	
60	20,2	2,1	2,27	2,27	2,03	—	—	3,04	9,9	14,24	2,5	15,44	31,64	37,98	
61	22,6	9,1	2,03	2,02	2,02	—	—	—	3,44	19,34	21,6	11,0	14,36	3,07	377
62	22,4	51	2,05	2,04	2,04	—	—	—	1,8	6,9	17,52	22,14	4,42	6,19	1,29
63	20,9	76	2,07	2,07	2,07	—	—	—	4,88	9,78	16,04	12,44	47,1	8,96	17,33
64	23,0	48	2,01	2,01	2,07	—	—	0,94	5,08	14,4	17,14	53,66	6,82	1,53	217
65	25,9	9,00	2,01	2,01	2,05	—	—	1,0	3,78	10,64	14,64	60,7	7,35	1,74	680
66	21,6	70	2,06	2,06	2,06	—	—	10,28	5,22	13,2	7,08	2,3	—	—	250
67	17,8	11	2,14	2,16	2,03	—	—	0,68	4,14	16,76	29,14	43,93	3,38	0,97	200
68	22,4	30	2,03	2,03	2,03	—	—	2,04	9,28	6,48	6,44	51,6	22,62	2,26	119
69	22,7	63	2,04	2,04	2,04	—	—	0,74	2,3	6,7	7,3	68,68	12,82	1,24	840
70	22,9	93	2,01	2,01	2,01	—	—	1,1	5,86	37,16	13,12	32,98	8,51	1,06	78,5
71	19,7	40	2,13	2,13	2,05	—	—	0,87	5,75	59,5	6,4	20,7	4,93	1,78	409
72	22,3	23,1	2,03	2,03	2,04	—	—	3,04	7,88	15,04	11,66	47,8	1,278	1,55	193
73	23,2	97	2,01	2,01	2,08	—	—	1,12	5,37	36,67	17,5	21,8	3,14	1,94	530
74	19,7	36*	2,12	2,12	2,08	—	—	0,4	3,44	21,5	16,6	51,9	4,32	1,44	660
75	76	19,0	24	2,14	2,08	—	—	1,14	4,04	10,46	17,7	56,3	9,27	0,662	213
76	21,7	62	2,07	2,07	2,08	—	—	3,9	7,06	12,76	10,94	52,1	1,33	1,29	720
77	19,6	38	2,12	2,12	2,08	—	—	4,4	8,6	19,2	30,6	30,4	4,53	2,15	640
78	26,1	258	1,98	2,03	2,03	—	—	1,4	7,3	17,9	11,5	46,9	12,27	2,14	290
79	24,3	135	2,04	2,04	2,08	—	—	1,0	3,4	28,3	21,8	58,7	5,74	0,427	750
80	23,8	116	2,04	2,04	2,08	—	—	1,4	6,04	13,7	14,9	58,7	6,32	1,19	540
81										24,0	24,0	38,3	2,74	1,05	670

3A  
ДокументацияNO  
C  
TO  
MCНО  
НО  
УТ

перенесена на отложения других типов. Поэтому для каждого нового района зависимость  $P$  от  $k_v^3/D$  должна быть проверена и уточнена.



Фиг. 15.

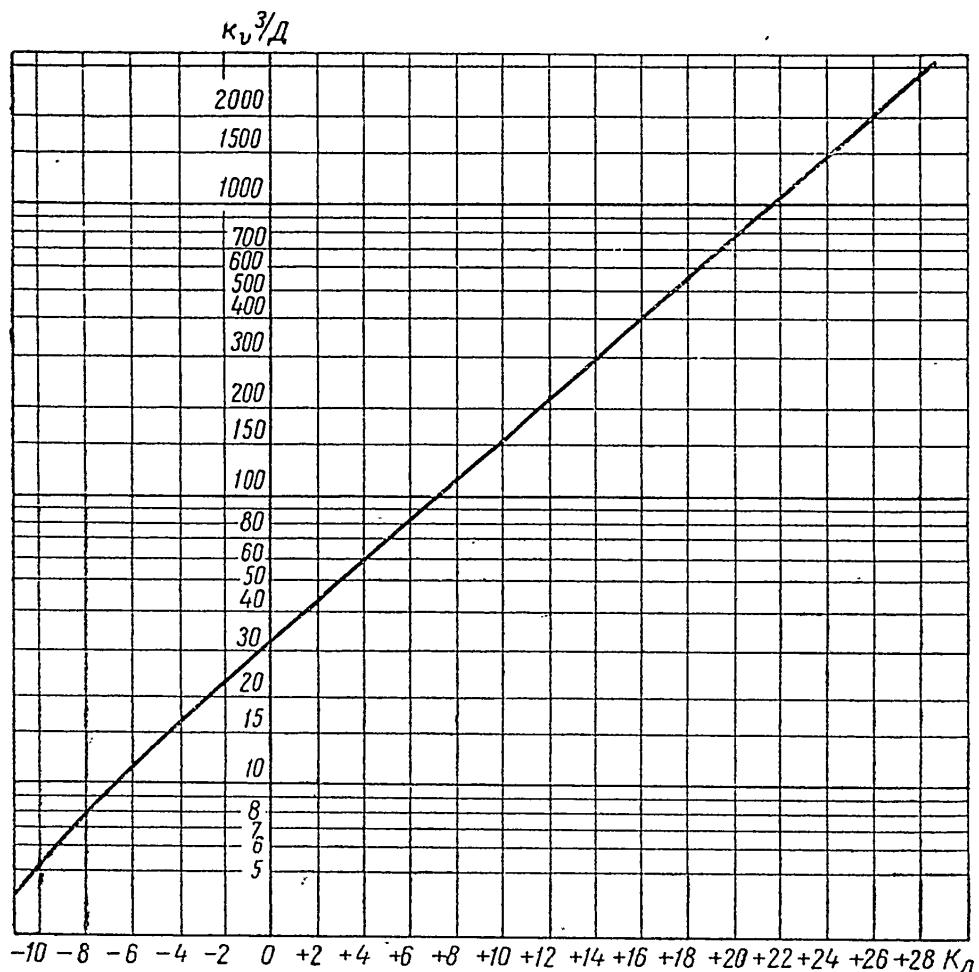
### ЗАВИСИМОСТЬ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПОТЕНЦИАЛОВ ОТ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

#### Связь пористости и проницаемости песчаных пород с литологическим коэффициентом

Выше было установлено, что удельная поверхность песчаных пород тесно связана, с одной стороны, с  $\frac{k_v^3}{D}$  (фиг. 14), а с другой — с величиной литологического коэффициента  $K_L$  (фиг. 15). Следовательно,  $K_L$  и  $k_v^3/D$  также должны находиться в тесной связи между собой.

На фиг. 16 приведен график зависимости  $K_l$  от  $k_v^3/D$ , построенный по кривым, показанным на фиг. 5 и 14.

Очевидно, что точки графика можно было бы получить прямым путем, определяя для каждого образца породы  $K_l$ ,  $D$  и  $k_v$ . Однако для большинства образцов, для которых имелись дан-



Фиг. 16.

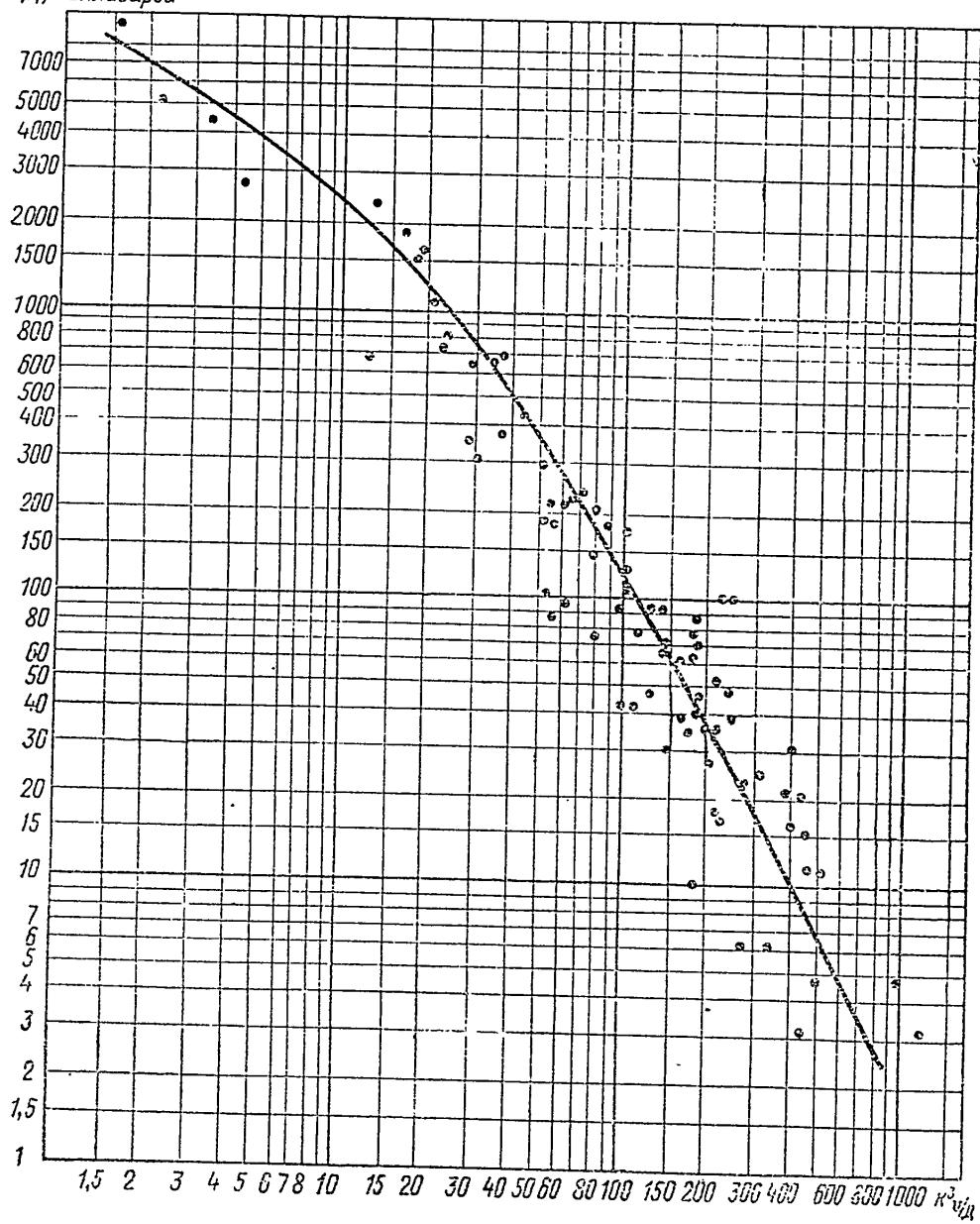
ные о проницаемости и пористости, необходимые для подсчета  $k_v^3/D$ , не были определены значения литологического коэффициента; в тех же случаях, когда был определен литологический коэффициент, обычно имелись лишь сведения о гранулометрическом составе породы. Можно предполагать, что зависимость  $K_l$  от  $k_v^3/D$ , определенная по результатам измерений  $K_l$ ,  $k_v$  и  $D$  для одних и тех же образцов, будет еще более точной, чем показанная на фиг. 16.

Если тем или иным способом определить литологический коэффициент песчаного пласта<sup>1</sup>, то по фиг. 16 можно найти отно-

<sup>1</sup> При определении литологического коэффициента песчаного пласта следует учитывать, что при прочих равных условиях амплитуды отклонений кривых ПС против нефтеносных песчаников меньше, чем против водоносных, приблизительно на 30%.

шение  $k_v^3/\bar{D}$  для него, а если известна пористость  $k_v$ , то по величине отношения  $\frac{k_v^3}{\bar{D}}$ , очевидно, можно будет определить проницаемость пласта. При отсутствии данных о пористости пласта следует воспользоваться наиболее вероятным значением ее.

$D$ , миллидарси



Фиг. 17.

Для определения проницаемости пласта по величине его  $k_v^3/\bar{D}$  удобно пользоваться показанной на фиг. 17 кривой, дающей наиболее вероятные значения  $\bar{D}$  для тех или иных значений  $\frac{k_v^3}{\bar{D}}$ ; эта кривая построена по данным табл. 7. Разброс точек для тех

<sup>3</sup> Прикладная геофизика в. 11.

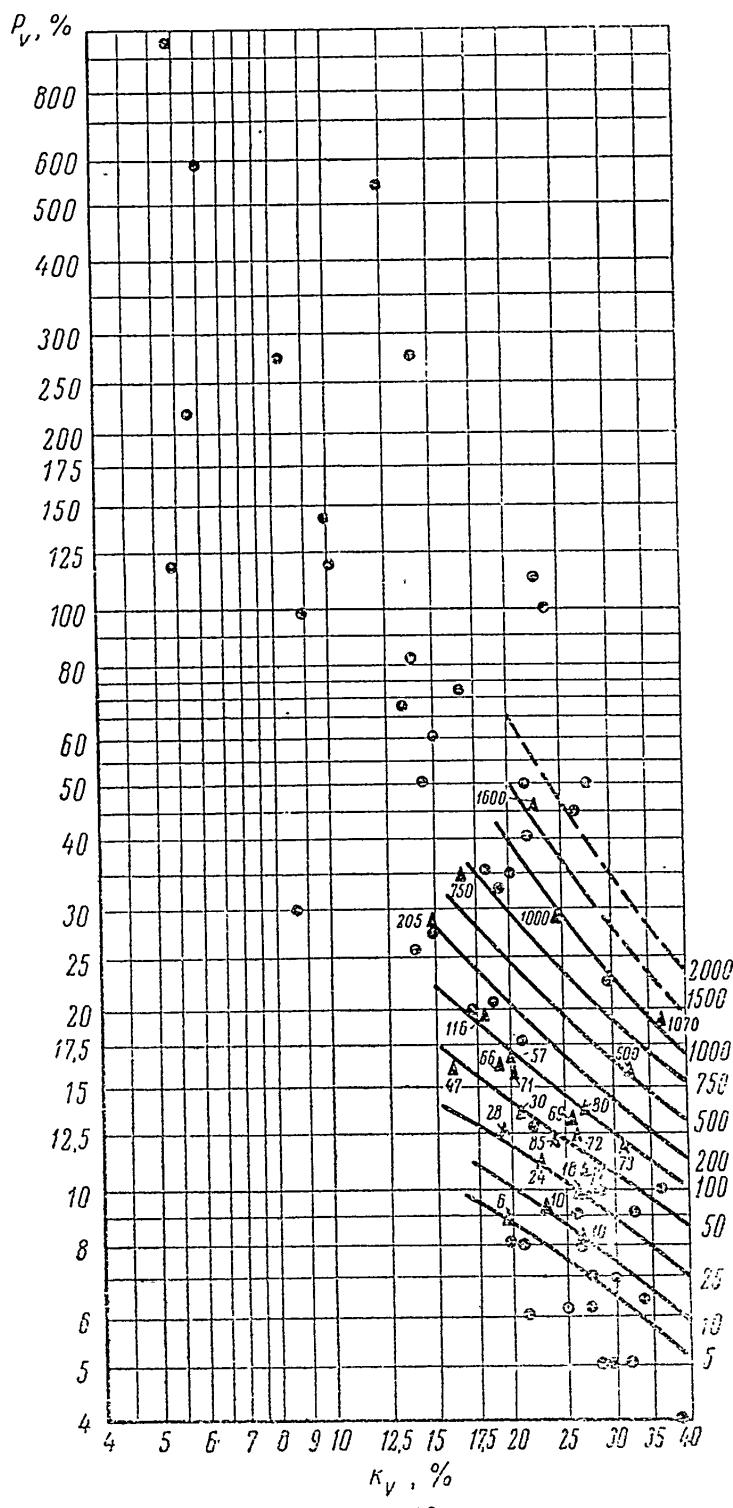
или иных значений  $k_v^3/D$  показывает, насколько фактическое значение проницаемости может отличаться от вероятного.

Для водоносных песчаных пластов пористость их, необходимая для определения проницаемости пласта, может быть в ряде случаев определена по отношению  $P_v$  (удельного сопротивления водоносного пласта)

к удельному сопротивлению воды, насыщающей пласт, которое, как известно, связано с пористостью пласта  $k_v$ .

На фиг. 18 показаны (точками) значения  $P_v$  для ряда значений  $k_v$  [6, стр. 14]. Как видно, соответствие между  $P_v$  и  $k_v$  наблюдается лишь при большой (от 20% и выше) пористости пласта. При малой пористости породы с одним и тем же ее значением имеют самое различное  $P_v$ . Так, у песчаников пористостью 15—17%  $P_v$  меняется в пределах от 12 до 200. Это различие в основном объясняется разной цементацией песчаников<sup>1</sup>: чем большие сцементированные песчаники, тем большее значение  $P_v$ .

Изучение фактического материала приводит к выводам, что степень цементации песчаников основной продуктивной



Фиг. 18.

<sup>1</sup> Разбросы точек в некоторой мере объясняются также погрешностью в результатах экспериментальных работ.

Таблица 8

Величины отношения  $k_v^3/D$  и степень цементации (установленная по данным глазомерной оценки) ряда песчаников

№ п/п	$k_v$ , %	$D$ , миллиарды	$k_v^3/D$	Степень цементации	Характеристика песчаника
1	24,2	1850	7,7	Слабая	
2	22,3	894	12,4	»	Сыпучий
3	21,2	706	13,5	»	Однородный
4	21,2	647	14,7	»	»
5	27,2	1304	15,4	»	»
6	21,6	637	15,7	»	»
7	26,5	1210	15,7	»	»
8	17,0	309	5,9	»	»
9	20,3	507	16,7	»	»
10	27,2	945	20,7	»	»
11	23,9	633	22,0	»	»
12	24,0	600	23,0	»	»
13	18,2	254	24,0	»	—
14	18,9	270	25,0	»	Однородный
15	27,3	280	26,0	»	»
16	29,9	1030	26,0	»	—
17	21,5	370	27,0	»	Однородный
18	20,5	299	29,0	»	»
При	19	19,3	231	30,0	»
гости	20	23,9	448	30,0	»
тем	21	24,0	1300	30,0	»
шлом	22	17,0	136	36,0	»
и ч-	23	21,2	649	38,0	»
есч-	24	22,2	280	40,0	»
стью	25	19,7	174	43,0	—
ется	26	20,8	194	45,0	Однородный
2 до	27	17,4	100	52,0	»
не в	28	24,6	278	53,0	Глинистый
2 до	29	20,5	136	63,0	Однородный
щеч	30	18,9	103	66,0	»
цией	31	15,9	61	67,0	—
чем	32	25,8	244	70,0	—
гиро-	33	19,3	102	70,0	Однородный
тем	34	31,3	430	75,0	»
$P_v$ .	35	22,8	159	77,0	Слоистый
акти-	36	31,7	41	77,0	Однородный
нала	37	27,3	249	77,0	»
одам,	38	23,7	152	87,0	»
зита-	39	19,9	83	96,0	—
снов-	40	31,0	275	104,0	—
вной	41	20,8	77	111,0	Однородный
чек в	42	13,0	19	116,0	»
льсия-	43	25,8	138	122,0	—
греш-	44	18,2	47	126,0	Однородный
татах	45	26,5	14	131,0	»
к ра-	46	26,5	31	141,0	»
	47	25,8	150	143,0	»
	48	26,5	132	143,0	»
	49	18,2	40	154,0	—
	50	32,5	196	167,0	—
	51	22,7	71	167,0	Однородный
	52	22,7	73	167,0	»
				Большая	»
				Средняя	»
				»	»
				Большая	—
				»	—
				»	—
				Средняя	—
				»	Однородный
				Большая	»
				»	»

Продолжение табл. 8

№ п/п	$k_v$ , %	$D$ , мил- лиарси	$k_v^3/D$	Степень цементации	Характеристика песчаника
53	18,6	39	167,0	Большая	Однородный
54	17,8	33	170,0	»	»
55	9,7	4	227,0	»	Глинистый
56	22,1	47	233,0	Слабая	—
57	27,6	83	250,0	Большая	—
58	22,3	38	295,0	»	Глинистый
59	22,7	39	295,0	Слабая	—
60	12,5	5	400,0	Большая	—
61	23,5	33	400,0	»	Однородный
62	23,5	31	415,0	»	»
63	16,6	7	670,0	»	»
64	17,8	7	840,0	»	»
65	28,4	25	910,0	»	—
66	13,6	2,5	1000,0	»	—
67	22,2	8	1190,0	»	—
68	28,0	17	1300,0	»	—
69	27,3	15	1330,0	»	—
70	18,9	5	1330,0	»	—
71	25,4	12	1350,0	Очень большая	Однородный
72	18,2	4	1480,0	Весьма большая	»
73	19,3	5	1430,0	То же	»
74	22,0	7	1540,0	»	»
75	14,3	13	1670,0	»	—
76	23,1	7	1750,0	Очень большая	Глинистый
77	25,8	9	1880,0	Большая	Однородный
78	24,6	6	2320,0	»	»
79	16,7	2	2500,0	»	»
80	22,0	4	2700,0	Очень большая	»
81	25,8	3	5600,0	Большая	»
82	20,0	0	$\infty$	»	—
83	18,9	0	$\infty$	Очень большая	Однородный
84	13,3	0	$\infty$	То же	»
85	18,6	0	$\infty$	Большая	»
86	24,3	0	$\infty$	Очень большая	Слоистый
87	17,8	0	$\infty$	Большая	—
88	12,2	0	$\infty$	»	—
89	15,4	0	$\infty$	Очень большая	—
90	22,3	0	$\infty$	»	—
91	12,5	0	$\infty$	То же	—

толщи (караган, чокрак), а также более древних отложений (нижний мел, юра) районов Грозного, Осетии и Дагестана в какой-то мере определяется отношением  $k_v^3/D$  или отношением  $k_v^3/D$  (см. табл. 8). Так, значениям  $k_v^3/D$  в пределах от 7 до 100 соответствуют слабо сцепленные песчаники, значениям  $k_v^3/D$  от 100 до 170 — среднесцепленные, а значениям более 170 — сильно сцепленные и очень сильно сцепленные песчаники.

Очевидно, что при заданной степени цементации или при данном отношении  $k_v^3/D$  связь между  $P_v$  и  $k_v$  становится более

тесной. Поэтому, определив степень цементации или отношение  $k_v^3/D$  и пользуясь кривой зависимости  $P_v$  от  $k_v$  для найденного значения цементации или  $k_v^3/D$ , можно более точно определить  $k_v$ , чем пользуясь кривой зависимости  $P_v$  от  $k_v$  в общем случае.

На фиг. 18 даны значения  $P_v$  (треугольниками) для ряда  $k_v$  и указано соответствующее им  $k_v^3/D$ ; на основании этого проведены кривые зависимости  $P_v$  от  $k_v$  для ряда постоянных значений  $k_v^3/D$ .

При построении этих кривых использованы материалы табл. 9,

Таблица 9

Значения  $k_v^3/D$  и  $P_v$  для ряда водонесущих песчаников

№	Интервал отбора керна, м	$k_v$ , %	$D$ , миллиарды	$k_v^3/D$	$P_v$ , с.н <sup>2</sup>	Описание керна песчаника
1	2148—2149	19,0	246	28	12,5	Однородный, слабо сцементированный
2	1163—1194	27,3	249	80	13,5	Однородный, сцементированный
3	1146—1151	25,8	244	72	12,5	То же
4	2009—2012	18,9	103	66	16,5	»
5	2135—2140	23,0	504	24	11	Однородный, слабо сцементированный
6	2135—2140	22,8	514	23,5	11	То же
7	2135—2140	27,0	1160	17,3	11	»
8	1600—1602	20,3	234	62	17	Однородный, сцементированый
9	1710—1712	16,3	94	47	16	То же
10	1519—1521	17,0	7,5	750	35	Однородный, сильно сцементированный
11	2620—2624	23,5	3,06	1600	46	То же
12	2257—2261	36,9	47,0	1070	18,6	Сцементированный
13	855,9—856	31,9	447	73	12	Слабо сцементированный
14	1417—1423	20,5	110	78	16	Сильно сцементированный
15	1417—1423	20,5	136	64	16	То же
16	2411—2413	18,2	47	116	19	»
17	2411—2413	17,8	53	116	19	»
18	2513—2518	24,5	525	28,5	12	Слабо сцементированный
19	1653—1660	20,8	160	56	12	То же
20	1981—1893	27,2	1300	18	10	Однородный, слабо сцементированный
21	1981—1893	27,2	950	18	10	То же
22	2124—2126	23,1	1250	10	9,5	»
23	1710—1713	19,2	1200	6	9	»
24	1515—1519	25,3	240	69	13	Сцементированный
25	1519,5—1521	21,4	338	30	13	»
26	1969—1976	15,1	17	203	28	Однородный, сильно сцементированный
27	750—761	24,0	14	1000	29	То же
28	970—971	26,4	2050	9	8,3	Однородный, слабо сцементированный
29	1200—1208	32,0	70	460	16,0	Однородный, сильно сцементированный

где даны значения пористости и проницаемости водоносных пластов и отношение их удельного сопротивления, определенного методом БКЗ, к удельному сопротивлению пластовых вод. Последние определены по химическим анализам вод, полученных при испытании пластов, или по кривым  $PC$  [6].

Приводим пример, показывающий, как пользоваться фиг. 18 для определения  $k_v$ .

Пример. Определить пористость  $k_v$  и проницаемость  $D$  водоносного пласта, если известно  $k_v^3/D = 200$  и  $P_v = 20$ .

По графику фиг. 18 для указанных значений  $k_v^3/D$  и  $P$  находим  $k_v = 21\%$ . Зная  $k_v = 21\%$ , легко из отношения  $k_v^3/D = 200$  определить  $D$ . Оно равно 46 миллидарс.

### Связь амплитуд отклонений кривой $PC$ с литологической характеристикой песчаных пластов

Выше основное внимание было уделено установлению зависимости литологического коэффициента пород от их литологических свойств. Однако не малый интерес представляет также вопрос о связи между амплитудами отклонений кривой  $PC$  и литологическими свойствами пород.

Согласно (17) амплитуда  $V$  отклонения кривой  $PC$  против мощного песчаного пласта при условии  $C_r > C_n > C_1$  равна

$$V = E_2 - E_1 - E_3, \quad (32)$$

где  $E_1$ ,  $E_2$  и  $E_3$  — э. д. с. на контакте глины с глинистым раствором, песчаного пласта с глинами и песчаного пласта с глинистым раствором.

Э. д. с.  $E_3$  может быть определена, если известен литологический коэффициент  $K_L$ :

$$E_3 = K_L \lg \frac{C_n}{C_1}.$$

При увеличении содержащей мелких фракций и глинистого материала в песчаном пласте  $E_3$  увеличивается, переходя от отрицательных к положительным значениям.

Для определения  $E_2$  были проведены измерения на моделях, показанных на фиг. 19.

Образцы для этих моделей были получены следующим образом.

Глина из караганских отложений, превращенная в порошок, отмывалась от солей и высушивалась. Навеска из полученного порошка в 30 г затворялась в 10 см<sup>3</sup> раствора хлористого натрия концентрации 5 или 50 г/л; в результате получалась вязкая тестообразная масса, из которой и приготовлялся образец.

В модели  $a$  применялся образец, затворенный на растворе концентрации 5 г/л; мостиками из фильтровальной бумаги он соединялся со стаканом 1, заполненным раствором хлористого натрия концентрации 5 г/л, и со стаканом 2, заполненным раствором хлористого натрия концентрации 50 г/л (концентрации указаны на фиг. 19).

Модель *б* отличалась от модели *а* тем, что в ней применялся образец, затворенный на растворе хлористого натрия концентрации 50 г/л.

В модели *в* применялись два контактирующих между собой образца, затворенные на растворе хлористого натрия различной концентрации: 5 и 50 г/л; образец, затворенный раствором концентрации 5 г/л, соединялся мостиком с раствором такой же концентрации стаканчика 1, а образец, затворенный на растворе 50 г/л, со стаканчиком 2, заполненным раствором 50 г/л.

Измерения производились при помощи неполяризующихся электродов  $\mathcal{E}_1$  и  $\mathcal{E}_2$ , погружаемых в стаканы 1 и 2.

Для обеспечения надежности результатов измерения производились через 5, 10, 15, 20 и 30 мин. после сборки модели; для каждого случая брались два образца.

Результаты измерений приведены в табл. 10<sup>1</sup>. Измерения на моделях *а* и *б* дают величины э. д. с. на контакте растворов с образцами, равной 5,6—5,8 мс.

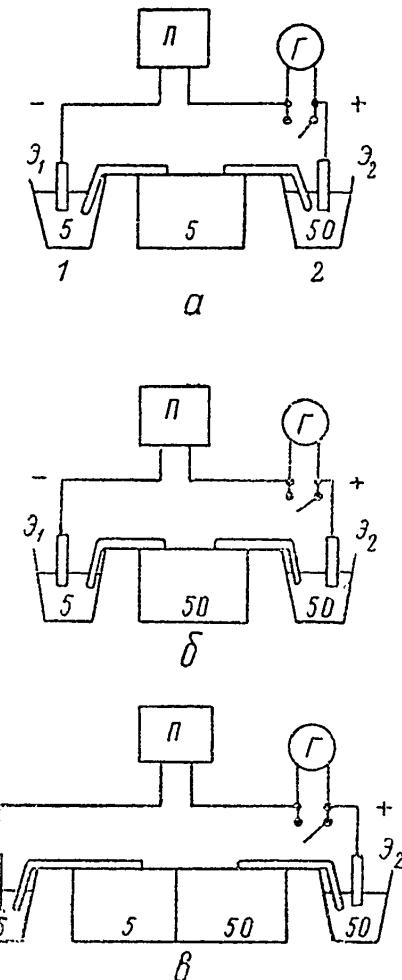
Измерения по модели *в*, как легко видеть, дают э. д. с. на контакте образцов, так как возникновение э. д. с. на контакте раствора с образцом вследствие одинаковой концентрации солей в них исключено.

Как видно, э. д. с. на контакте двух образцов, различающихся минерализацией насыщающих вод, почти в 2,5 раза меньше, чем на контакте тех же образцов с чистыми растворами NaCl при тех же отношениях концентрации.

Аналогичные результаты были получены с образцами из глин чокракского возраста.

На основании результатов измерений описанных выше моделей можно сделать вывод, что по мере приближения литологического состава песчаного пласта (увеличение мелких фракций и глинистого материала) к литологическому составу вмещающих

<sup>1</sup> Судя по полярности э. д. с. в модели *а* (электрод  $\mathcal{E}_1$  имеет знак «—»), образец ведет себя как глинистый песчаник, что характерно для искусственных образцов глин, находящихся в тестообразном состоянии, естественная структура которых нарушена и пористость весьма велика.



Фиг. 19.

Таблица 10

Результаты измерений э. д. с. цепей, показанных на фиг. 19  
(полярность э. д. с. указана на фиг. 19)

Образец	Модель фиг. 19	Э. д. с. в мв, измеренная после изгото- вления образца через						Средняя для образца	Средняя для модели
		0	5 мин.	10 мин.	15 мин.	20 мин.	30 мин.		
1	а	6	7,5	7	6	6	6	6,4	5,8
2	а	5	5	5,2	5,4	5	5,2	5,2	
3	б	6	5,2	5,6	5,5	5,2	5,5	5,5	5,6
4	б	6	5,5	5,4	6	5,5	5,7	5,7	
1-3	в	1	2	2	2	2	2	2	2,4
2-4	в	2	2	3,5	3,7	3,5	3	2,9	

пород э. д. с.  $E_2$  на контакте их при прочих одинаковых условиях уменьшается.

Таким образом, при изменении литологического характера пласта  $E_3$  и  $E_2$  меняются в различных направлениях.

Выше рассмотрел чаще всего встречающийся случай, когда концентрация пластовых вод вмещающих пород выше концентрации пластовых вод песчаного пласта. Если концентрация пластовой воды песчаного пласта выше концентрации пластовых вод вмещающих пород, полярность э. д. с.  $E_2$  меняется на обратную (глины имеют положительный заряд, пласт — отрицательный). Однако легко видеть, что если  $K_p$  будет положительным, то и в этом случае направление изменения  $E_2$  и  $E_3$  при изменении литологического характера песчаного пласта будет противоположным.

Изучение диаграммного материала и лабораторные исследования показали, что в широких пределах изменения литологического состава пласта увеличение  $E_3$  компенсируется уменьшением  $E_2$  и амплитуда отклонений кривой  $PS$  против пласта при прочих равных условиях остается постоянной и таким образом не зависит от литологического состава пласта. Так, обычно амплитуда отклонений кривой  $PS$  против песчаного пласта не зависит от литологического характера песчаного пласта при изменении его литологического коэффициента от наименьшего предельного значения ( $-11,6$ ), когда пласт представлен крупнозернистым и проницаемым песчаником или песком, до  $+10$  (мелкозернистый, часто скементированный песчаник со значительным содержанием глинистого материала)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Следует отметить, что отсутствие тесной связи между амплитудой отклонения кривой  $PS$  и литологическим составом пласта в ряде случаев ошибочно принимается за доказательство отсутствия связи между литологией пласта и литологическим коэффициентом его.

10

В некоторых случаях делается попытка установить связь между литологической характеристикой или коллекторскими свойствами пород и коэффициентом диффузионной э. д. с.  $K_t$ , определяемым формулой

$$K_t = \frac{V}{\lg C_n/C_1}.$$

Однако поскольку коэффициент  $K_t$  находится в прямой связи с амплитудой  $V$  отклонения кривой  $PC$ , то очевидно, что изменение литологических свойств пласта в широких пределах также не будет сказываться на его величине.

При разработке методики определения минерализации пластовых вод по кривым  $PC$  [6] было сделано допущение, что литологический коэффициент  $K_l$  (в статье [6]  $K_0$ ) для всех песчаных пластов остается неизменным и близок к  $-11,6$ . На самом деле литологический коэффициент песчаных пластов меняется в широких пределах. Однако было бы неправильно делать отсюда вывод, что методика определения минерализации пластовых вод по кривым  $PC$  пригодна только для хорошо проицаемых пористых пластов, литологический коэффициент которых близок к  $-11,6$ . Опыт широкого применения этой методики показывает, что она дает вполне удовлетворительные результаты также и для песчаных пластов, содержащих большое количество глинистого материала и имеющих литологический коэффициент до  $+10$ . Это вполне согласуется с изложенным выше положением о малой зависимости амплитуд отклонений кривой  $PC$  и коэффициента диффузионной э. д. с. от литологического характера песчаного пласта.

### ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО КОЭФФИЦИЕНТА

Методика определения литологического коэффициента пластов требует записи двух кривых  $PC$  при различной солености глинистых растворов.

Первое измерение  $PC$  ( $PC I$ ) производится в обычном порядке.

Вторая кривая  $PC$  ( $PC II$ ) записывается после смены глинистого раствора. Концентрация глинистого раствора при записи второй кривой  $PC$  должна в 3—4 раза отличаться от концентрации глинистого раствора при первом замере. В зависимости от условий это достигается добавлением в глинистый раствор технического хлористого натрия или пресной воды или заменой раствора вновь приготовленным.

Смена глинистого раствора должна производиться только в интервале, намеченном к исследованию. Обычно таким интервалом является участок разреза в 200—400 м, в котором производится боковое каротажное зондирование. В зависимости от диаметра скважины для заполнения указанного интервала потребуется от 7 до 25 м<sup>3</sup> раствора.

Для смены раствора в скважину спускается буровой инструмент до нижней границы интервала, подлежащего исследованию;

затем через него закачивается глинистый раствор измененной концентрации с таким расчетом, чтобы после подъема бурового инструмента весь интервал исследования был заполнен им.

Запись кривых  $PC$  как в первом, так и во втором замере должна производиться в достаточно крупном масштабе, одном и том же в обоих случаях.

При измерении должны применяться исполяризующиеся электроды; использование обычных, не защищенных оболочкой свинцовых электродов недопустимо вследствие неустойчивости их собственных потенциалов.

Для обеспечения постоянства электродного потенциала поверхности электрода  $N$  он на все время измерений зарывается в почву, которая пронизывается раствором  $NaCl$ .

При записи каждой из кривых  $PC$  должны измеряться сопротивление глинистого раствора по стволу скважины и температура его<sup>1</sup>.

Обработка получаемых материалов иллюстрируется фиг. 20. На ней схематически изображены кривая  $PC$  I (a), полученная при первом замере, при котором скважина заполнена глинистым раствором с удельным сопротивлением  $\rho_1$ , кривая  $PC$  II (б), полученная при втором замере, когда в исследуемой части ствола скважины раствор с сопротивлением  $\rho_1$  заменен раствором с сопротивлением  $\rho_2$  (причем предполагается, что  $\rho_1 > \rho_2$ ). Справа показаны кривые  $PC$  I и II, совмещенные так (c), чтобы участки кривой  $PC$  II против интервала ствола скважины, в котором раствор не заменен другим, накладывались на соответствующие участки кривой  $PC$  I.

Для подсчета литологического коэффициента пластов отсчитывают по кривой  $PC$  II (на фиг. 20, б или 20, с) смещение ее на контакте растворов с различным удельным сопротивлением (смещение линии кривой  $PC$  II против глин при переходе ее от интервала с раствором одного сопротивления к интервалу с раствором другого удельного сопротивления) и переводят его в милливольты.

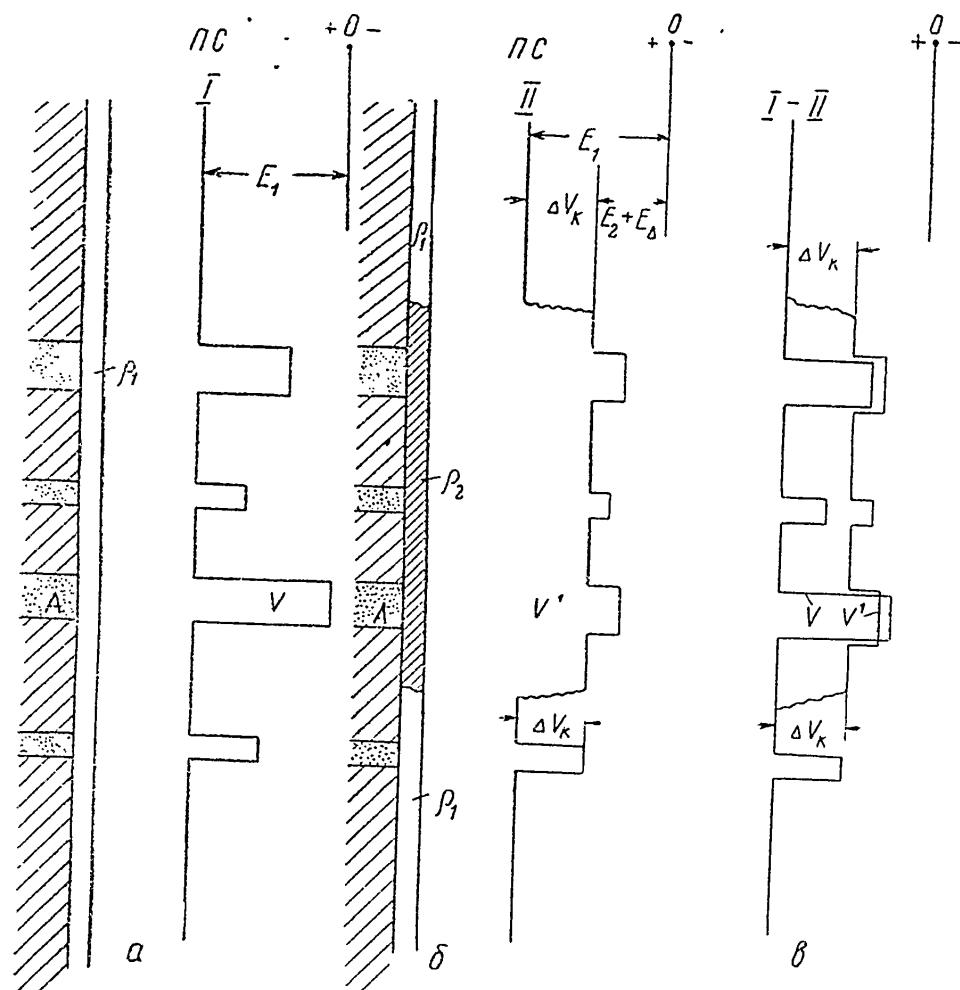
Литологический коэффициент  $K_{lp}$  какого-либо пласта в интервале исследования определяется по формуле (21), где  $E_d$  рассчитывается по формуле (1), а  $V$  и  $V'$  — амплитуды отклонений кривой  $PC$  против пласта — отсчитываются на кривых I и II. Если мощность пластов не очень большая, необходимо учесть влияние мощности пласта [6].

Значения литологического коэффициента пласта соответствуют температуре в скважине на глубине залегания данного пласта. Поэтому величина  $K_{lp}$  должна быть приведена к температуре 18° указанным выше способом.

Ниже приводим примеры определения литологического коэффициента пластов по результатам измерений в скважине.

<sup>1</sup> Как правило, измерение электротермометром и резистивиметром предусматривается при проектировании скважины.

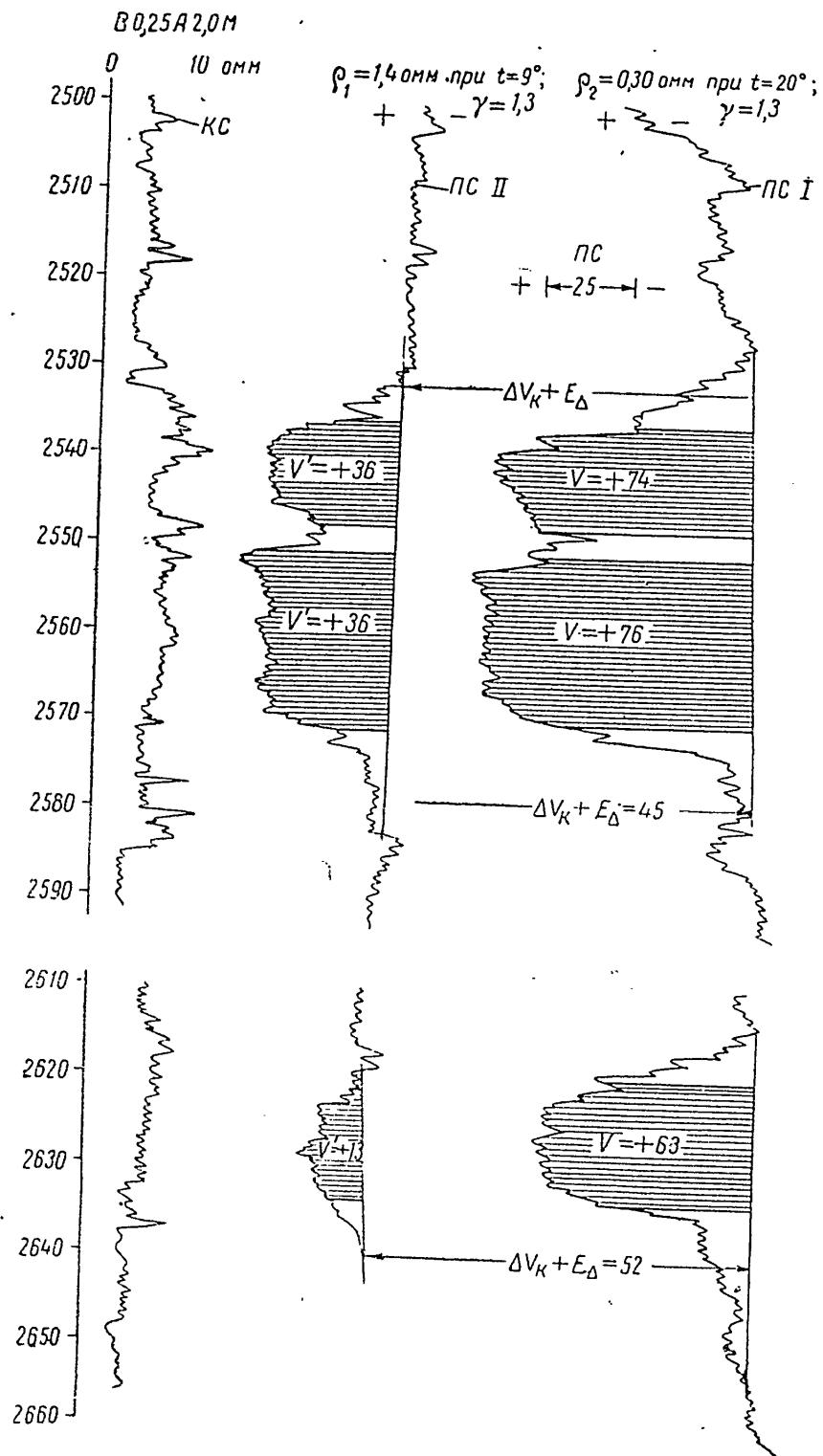
Случай 1. Для определения литологического коэффициента пластов в данном случае использованы результаты имеющиеся измерений  $PC$ , произведенных при различной солености глинистого раствора.



Фиг. 20.

На фиг. 21 показаны кривые  $PC$ , а в табл. 11 приведены исходные данные для расчета литологического коэффициента и результаты расчета. Следует отметить, что в данном случае при записи второй кривой  $PC$  весь раствор из скважине был заменен другим раствором и  $\Delta V_k + E_4$  определено приближенно по результатам измерений полной разности потенциалов между электродами  $M$  и  $N$ .

Полученные значения проницаемости  $D$  и пористости  $k_v$  (табл. 11, строки 12 и 13) вполне согласуются со средними значениями их, определенными в разное время по кернам ряда скважин этого же района и приведенными в табл. 12.



Фиг. 21.

Таблица 11

Исходные данные и результаты расчета литологического коэффициента пластов для одной из скважин

Наименование	Пласт XVI	Пласт XIII	Пласти XI-XII
Интервал залегания пласта, м . . .	2620—2634	2552—2572	2536—2548
Температура в скважине против пла- ста, °C . . . . .	85	83	83
Удельное сопротивление раствора при 18°:			
а) кривая $PC\ I\ \varrho_1$ . . . . .	0,31	0,31	0,31
б) кривая $PC\ II\ \varrho_2$ . . . . .	1,14	1,14	1,14
$\lg \varrho_2/\varrho_1$ . . . . .	0,57	0,57	0,57
Амплитуда отклонения против пласта:			
а) по кривой $PC\ I\ V$ . . . . .	+63	+76	+74
б) по кривой $PC\ II\ V'$ . . . . .	+13	+36	+36
$V - V'$ . . . . .	50	40	38
$\Delta V_k + E_d$ . . . . .	52	45	43
Литологический коэффициент для температуры пласта [по фор- муле (21)] . . . . .	-3,5	-8,8	-8,8
Температурный коэффициент лито- логического коэффициента (по фиг. 10) . . . . .	0,65	0,75	0,7
Литологический коэффициент для 18°.	-2	-4	-4
$k_v^3/D$ (по фиг. 16) . . . . .	43	60	60
$D$ (по фиг. 17), миллидарси . . . .	470	270	270
$k_v$ , % . . . . .	27	25	25
Удельное сопротивление пластов по БКЗ, ом м . . . . .	7	12	15
Удельное сопротивление $\varrho_{pl}$ пласто- вых вод (по кривой $PC$ или по дан- ным химического анализа), ом м .	0,58	1,1	1,15
Удельное сопротивление пластовых вод $\varrho_p$ при 18° . . . . .	1,6	3	3,2
Относительное сопротивление пласта (фактическое) $P_v = \frac{\varrho_y}{\varrho_p}$ . . . . .	12	11	13
Значения относительного сопротивле- ния, рассчитанные по фиг. 18 по данным $k_v^3/D$ и $k_v$ . . . . .	10	13	13

Таблица 12

Результаты определений проницаемости  $D$  и пористости  $k_v$  XVI и XI—XIII пластов по кернам, отобранным из этих пластов в различных скважинах

Интервал отбора кернов, м	Пласт	Характеристика пласта	$k_v$ , %	$D$ , миллиард м
2459—2463 . . . . .	XI, XIII	Пласт с малым нефтенасыщением	24,6	280
2459—2463 . . . . .	XI, XIII	То же	25,0	330
2425—2429 . . . . .	XI, XIII	Водоносный пласт	21,7	250
2425—2429 . . . . .	XI, XIII	То же	22,0	380
Среднее по пластам . .	X—XIII		23,3	300
2503—2507 . . . . .	XVI	Водоносный пласт	22,3	400
2507—2512 . . . . .	XVI	То же	23,1	480
2507—2512 . . . . .	XVI	"	24,0	380
2478—2484 . . . . .	XVI	Промышленно-нефтеносный пласт	23,0	730
2478—2484 . . . . .	XVI	То же	23,0	450
2478—2484 . . . . .	XVI	"	23,2	470
2478—2484 . . . . .	XVI	"	22,2	430
2412—2416 . . . . .	XVI	"	23,0	150
2416—2422 . . . . .	XVI	"	22,0	220
2428—2436 . . . . .	XVI	"	25,0	1070
2513—2518 . . . . .	XVI	Водоносный пласт	24,5	530
Среднее по пластам . .	XVI		23,5	480

Сравнение фактических значений относительного сопротивления пласта (табл. 11, строка 17) со значениями его, рассчитанными исходя из удельного сопротивления пластовой воды и пористости пласта (табл. 11, строка 18), показывает, что пласты XI—XVI в рассматриваемой скважине являются водоносными.

Случай 2. В одной из скважин ввиду сложности условий обычные методы геофизических исследований не могли дать определенного ответа о характере пластов, вскрытых скважиной. Поэтому было принято решение определить литологический коэффициент пластов.

С этой целью кривая  $PC$  была записана два раза: первый раз (I) при сопротивлении раствора  $\rho_1' = 2,73 \text{ ом м}$ , второй раз — после смены в призабойной части скважины (интервал 2910—3440 м) глинистого раствора с удельным сопротивлением  $\rho_1 = 1,78 \text{ ом м}$  на раствор с удельным сопротивлением  $\rho_2 = 1,15 \text{ ом м}$ . Кривые  $PC$  показаны на фиг. 22.

Как видно из фиг. 22, контакт старого и вновь закачанного растворов на кривой  $PC II$  отмечен смещением потенциала  $PC$  (глинистый интервал, глубина 3438 м), равным 12 мв.

Э. д. с. на контакте растворов равна

$$E_d = 11,6 \lg \frac{\rho_1}{\rho_2} \cong 11,6 \lg \frac{1,78}{1,15} = 3 \text{ мв.}$$

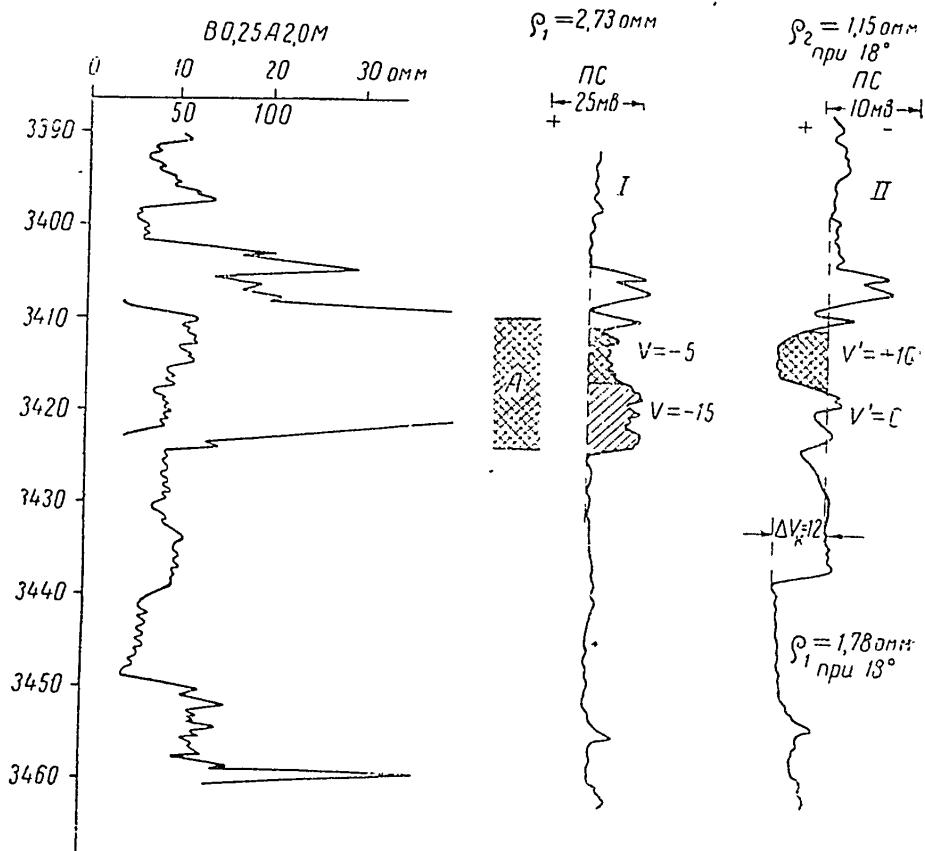
12

Таким образом,  $\Delta V_K + E_d = 12 + 3 = 15 \text{ мс.}$

Литологический коэффициент  $K_{\text{лп}}$  вмещающих пород (глины) будет согласно (16).

$$K_{\text{лп}} = \frac{15}{\lg(1,78/1,15)} = 74.$$

Будем рассматривать отдельно верхнюю и нижнюю части пласта A.



Фиг. 22.

Для нижней части пласта A (интервал 3416—3423 м) амплитуды отложений кривой ПС при первом и втором замерах соответственно равны:  $V = 15$  и  $V' = 0$ ; отсюда согласно (21)

$$K_{\text{лп}} = - \left( \frac{15-0}{\lg \frac{2,73}{1,1}} - 74 \right) = 34.$$

Аналогичным образом для верхней части пласта (интервал 3410—3416 м)

$$K_{\text{лп}} = - \left( \frac{5+10}{\lg \frac{2,73}{1,1}} - 74 \right) = 34.$$

При помощи графика фиг. 10 полученные значения  $K_{\text{лп}}$  приводятся к температуре 18°:

для интервала 3416—3423 м  $K_{\text{лп}} = +13$ ;  
для интервала 3410—3416 м  $K_{\text{лп}} = +13$ .

Полученные значения литологических коэффициентов указывают на то, что пласт является мелкозернистым песчаником, содержащим большое количество глинистого материала.

Зная литологический коэффициент, по графику фиг. 16 и 17 находим  $k_v^3/D = 250$ ,  $D = 27$  миллидарсн,  $k_v = 15,3\%$ .

Определим характеристику пласта с точки зрения его промышленной нефтесносности.

По данным БКЗ удельное сопротивление пласта  $\rho_y = 60 \text{ ом м}$ . Удельное сопротивление пластовой воды  $\rho_n$  известно, оно равно 2 ом м при  $18^\circ$  и 1,33 ом м при температуре пласта  $40^\circ$ ; отсюда фактическое относительное сопротивление

$$P_v = \frac{\rho_y}{\rho_n} = \frac{60}{1,33} = 45.$$

Исходя из предположения, что пласт водоносный, получим из фиг. 18  $P_v = 31$ .

Сравнение полученных разными способами значений  $P_v$  указывает на водоносность исследуемого пласта.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленные связи между литологическим коэффициентом и коллекторскими свойствами пластов получены для определенных месторождений. Можно, однако, полагать, что после некоторого видоизменения они могут быть применены и к другим месторождениям.

Метод оценки характера пластов, основанный на определении их литологического коэффициента, несмотря на его громоздкость, связанную с необходимостью смены раствора в скважине, имеет большие перспективы.

Особенно большой эффект может дать применение описанного способа изучения разрезов в разведочных и опорных скважинах, геологический разрез которых недостаточно изучен.

Следует отметить, что среди части промысловых работников существует мнение о недопустимости добавлений в глинистые растворы хлористого натрия, якобы резко ухудшающего их качество. Однако практика работ 1940—1941 гг. в Грозном показала, что если добавление хлористого натрия в глинистые растворы не ухудшает их качество, то не настолько, чтобы вызвать осложнения в скважине. Ни в одной из 30 скважин, в которых в указанные годы глинистые растворы специально осолонялись для целей «электрохимического каротажа», не было отмечено осложнений, несмотря на добавление в растворы значительного количества хлористого натрия.

Так, например, в одной из скважин глубиной 2700 м удельное сопротивление глинистого раствора без вреда для скважины было доведено до 0,3 ом м (27 г хлористого натрия на 1 л глинистого раствора); в других скважинах удельное сопротивление буровых

растворов было доведено до 0,15 о.и.и., т. е. на каждый литр раствора было добавлено 50 г хлористого натрия, однако и в этих случаях вредных последствий осолонения раствора не наблюдалось. Следует также иметь в виду, что в ряде районов Советского Союза бурение успешно производится на растворах большой солености. Отметим, что определение литологического коэффициента пласта обычно не требует значительного осолонения растворов; в большинстве случаев для этого достаточно добавить на 1 л раствора 3—12 г хлористого натрия.

*П р и м е ч а н и е.* Изложенная в статье А. М. Нечая методика определения литологического характера пластов по данным геофизических исследований в скважинах посчит опытный характер. Возможность распространения ее на те или иные отложения требует проверки. Редактор.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Да хи о в В. Н. Интерпретация каротажных диаграмм. Гостоптехиздат, М. 1948.
2. Да хи о в В. Н. Промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1947.
3. В. Н. Да хи о в и В. Н. Ко бра н о в а. Промысловая геофизика. Сб. статей. Гостоптехиздат, 1952.
4. Ко ма р о в С. Г. Геофизические методы исследования нефтяных скважин. Гостоптехиздат, 1952.
5. Ко тя х о в Ф. И., Реснис Б. Ф., Б у т о р и н Н. Н. Анализ кернов нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
6. Нечай А. М. Определение минерализации пластовых вод. «Прикладная геофизика», вып. 8. Гостоптехиздат, 1952.
7. Ра к о в с к и й А. В. Введение в физическую химию. ОНТИ, 1938.
8. Ф аль кенга ген. Электролиты. ОНТИ, 1935.
9. О рки н К. Г. Приближенный метод определения удельной поверхности нефтесосных песков и песчаников и оценка содержания погребенной воды в них. Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. 7, 1949.
10. Ко рчмар ев А. и М у х а р и н с к а я Н. Определение удельной поверхности пород. Новости нефтяной техники. Нефтепромысловое дело, вып. 11—12, 1951.
11. Л ей б с и з о н Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. Гостехиздат, 1947.

*И. Я. Ривкин*

## О ПРИРОДЕ ПОМЕХ ПРИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ КАРОТТАЖЕ СКВАЖИН

### ВВЕДЕНИЕ

Измерения при электрическом каротаже осложняются наличием ряда электрических помех, которые в значительной степени снижают качество каротажных диаграмм. Основными видами помех являются следующие:

- 1) индуктивные помехи, обусловленные взаимной связью токовых и измерительных жил, смещающие нулевую линию диаграммы  $PC$ ;
- 2) помехи, вызванные попаданием в измерительную цепь переменного тока промышленной или какой-либо другой частоты, отличающейся от частоты пульсатора;
- 3) группа помех, искажающих только диаграммы  $PC$ , в первую очередь вызванные намагничиванием лебедки.

Ниже рассматриваются некоторые вопросы, связанные с первыми двумя видами помех.

### ИНДУКТИВНЫЕ ПОМЕХИ

На фиг. 1 показаны схемы измерений при электрическом каротаже на трехжильном кабеле. Они отличаются способом включения регистрирующих приборов для записи кривой сопротивления и кривой  $PC$ : последовательное (фиг. 1, а), параллельное (фиг. 1, в), и схемой зонда — двухполюсного (фиг. 1, а и в) и однополюсного (фиг. 1, б).

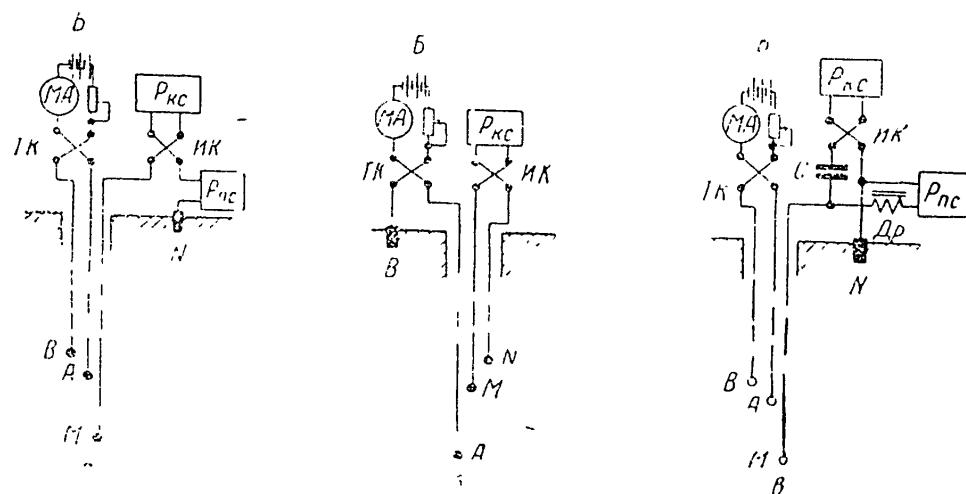
При двухполюсном зонде две жилы кабеля используются для питания токовых электродов, а с третьей жилы и электрода на поверхности снимается измеряемая разность потенциалов; при однополюсном зонде одна жила кабеля используется для питания токовых электродов (обратным приводом служит земля), а с двух оставшихся жил снимается измеряемая разность потенциалов.

Вследствие применения двух жил кабеля в токовой (двухполюсный зонд) или измерительной (однополюсный зонд) цепях и симметричного расположения жил в кабеле взаимная индуктивность их близка к нулю. Однако некоторая связь между

токовыми и измерительными жилами все же имеется, в результате чего в последних наводится э. д. с., имеющая основную частоту, равную частоте пульсатора.

Эта э. д. с. создает помеху, называемую индуктивной, которую нельзя отделить от напряжения  $\Delta V_{KC}$ , созданного полем электродов *A* и *B*. Она отмечается прибором для измерений *RC* и завышает или занижает показания кривой *RC*.

Индуктивные помехи могут появиться в результате емкостных или индуктивных связей между токовыми и измерительными жилами. Можно полагать, что основную роль играют помехи, возникшие за счет индуктивных связей. Действительно, если бы ин-



Фиг. 1. Измерительная схема электрического каротажа.

*R<sub>KC</sub>*, *R<sub>nC</sub>* — приборы для регистрации кривых сопротивления и кривых *PC*; *T<sub>K</sub>* и *IK* — токовый и измерительный коллекторы пульсатора; *A*, *B* — токовые электроды; *M*, *N* — измерительные электроды; *C* и *D<sub>r</sub>* — разделительные ёмкость и дроссель; *B* — батарея; *MA* — миллиамперметр.

ДУКТИВНЫЕ ПОМЕХИ ЯВЛЯЛИСЬ СЛЕДСТВИЕМ ЕМКОСТНЫХ СВЯЗЕЙ ТОКОВОЙ И ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ ЦЕПЕЙ, ТО ВНУТРЕННЕЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ ИСТОЧНИКА Э. Д. С. ПОМЕХИ БЫЛО БЫ ОЧЕНЬ ВЕЛИКО И ОТМЕЧАЕМОЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫМ ПРИБОРОМ ДЛЯ ЗАПИСИ *RC* НАПРЯЖЕНИЕ БЫЛО БЫ ПРОПОРЦИОНАЛЬНО СОПРОТИВЛЕНИЮ НАГРУЗКИ В ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ ЦЕПИ. МЕЖДУ ТЕМ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПОКАЗЫВАЮТ, ЧТО ПРИ ИЗМЕНЕНИИ СОПРОТИВЛЕНИЯ НАГРУЗКИ В ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ ЦЕПИ В 10 РАЗ (ОТ 100 ДО 1000 ОМ) РЕГИСТРИРУЕМАЯ ВЕЛИЧИНА НАПРЯЖЕНИЯ ПОМЕХИ ВОЗРАСТАЕТ ВСЕГО ЛИШЬ В 1,5 ÷ 2 РАЗА. Очевидно, мы имеем дело с низкоомным источником э. д. с., что характерно для индуктивных связей.

До настоящего времени большинство геофизиков придерживалось мнения, что индуктивные помехи получаются за счет несимметричного расположения жил в кабеле. Можно полагать однако, что несимметрия жил кабеля не является основной причиной появления индуктивных помех. Несимметрией жил кабеля, в частности, нельзя объяснить знакопеременный характер индуктивных помех при работе по схеме двухполюсного зонда. Автором

сделана попытка объяснить индуктивные помехи, исходя из рассмотрения всего кабеля на лебёдке в целом.

Допустим, что индуктивность токовых жил равна  $L_t$ , а измерительных  $L_{ii}$ ; взаимная индуктивность между ними

$$M_{ti} = \sqrt{L_t L_{ii}}. \quad (1)$$

Э. д. с. индуктивной помехи, наводимая в измерительных жилах под воздействием тока, протекающего по токовым жилам, равна

$$e_{ii} = -\frac{d(L_{ii} i_{ii})}{dt} - \frac{d(M_{ti} i_t)}{dt}, \quad (2)$$

Из

$$e_{ii} = -\left[ L_{ii} \frac{di_{ii}}{dt} + i_{ii} \frac{dL_{ii}}{dt} + M_{ti} \frac{di_t}{dt} + i_t \frac{dM_{ti}}{dt} \right], \quad (3)$$

где  $i_t$  — сила тока в токовой цепи;  $i_{ii}$  — сила тока в измерительной цепи.

Так как коэффициенты самоиндукции и взаимоиндукции изменяются значительно медленнее, чем ток в токовой и измерительной цепях, то членами в выражении (3), содержащими производную от указанных выше коэффициентов, можно пренебречь:

$$e_{ii} = -L_{ii} \frac{di_{ii}}{dt} - M_{ti} \frac{di_t}{dt}. \quad (4)$$

Из последнего выражения видно, что э. д. с., наведенная в измерительных жилах, зависит от скорости изменения тока в токовой и в измерительной цепях. При некомпенсационном и в особенности при компенсационном способе измерений сила тока в измерительной цепи во много раз меньше, чем в токовой; поэтому

$$\frac{di_{ii}}{dt} \ll \frac{di_t}{dt}$$

и

$$e_{ii} \approx -M_{ti} \frac{di_t}{dt}. \quad (5)$$

Таким образом, величина наведенной в измерительной цепи э. д. с. зависит при прочих равных условиях только от величины и характера изменения тока в токовой цепи.

Однополюсный зонд. При применении однополюсного зонда токовые жилы (условно обозначенные на фиг. 2 цифрой 1) навитого на лебедку кабеля образуют соленоид, магнитный поток которого охватывает барабан лебедки.

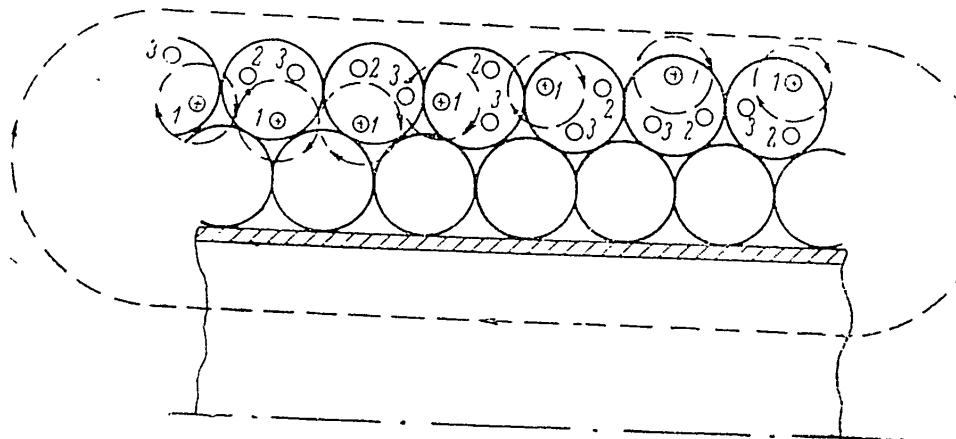
В пространстве между жилами напряженность поля очень мала, так как поля соседних витков направлены навстречу друг другу.

Коэффициент самоиндукции  $L_t$  соленоида, образованного токовой жилой кабеля на барабане лебедки, равен

$$L_t = Kn^2, \quad (6)$$

где  $K$  — коэффициент, зависящий от магнитной проницаемости среды и от геометрических размеров соленоида;  $n$  — число витков кабеля на барабане лебедки.

Измерительные жилы кабеля 2 и 3 образуют бифильяр, и их индуктивность  $L_{\text{и}}$  мала, но никогда не может стать равной нулю (последнее имело бы место только в том случае, если бы площадь, охватываемая петлей, была равна нулю, что возможно только при слиянии обеих жил).



Фиг. 2.

При замыкании токовой цепи токовым коллектором пульсатора сила тока устанавливается по экспоненциальному закону (фиг. 3, б).

$$i_{\text{T}} = \frac{V}{r_{\text{T}}} \left( 1 - e^{-\frac{t}{\tau_{\text{T}}}} \right), \quad (7)$$

где  $V$  — напряжение в установившемся режиме;  $r_{\text{T}}$  — омическое сопротивление токовой цепи;  $\tau_{\text{T}} = \frac{L_{\text{T}}}{r_{\text{T}}}$  — постоянная времени токовой цепи.

Очевидно, что

$$\frac{di_{\text{T}}}{dt} = \frac{V}{r_{\text{T}} \tau_{\text{T}}} e^{-\frac{t}{\tau_{\text{T}}}} = \frac{V}{L_{\text{T}}} e^{-\frac{t}{\tau_{\text{T}}}}. \quad (8)$$

Подставив (8) в (5), получим

$$e_{\text{и}} = -M_{\text{ти}} \frac{V}{L_{\text{T}}} e^{-\frac{r_{\text{T}}}{L_{\text{T}}} t}, \quad (9)$$

где  $M_{\text{ти}}$  — коэффициент взаимоиндукции между токовой жилой  $T$  и измерительной жилой  $i$ .

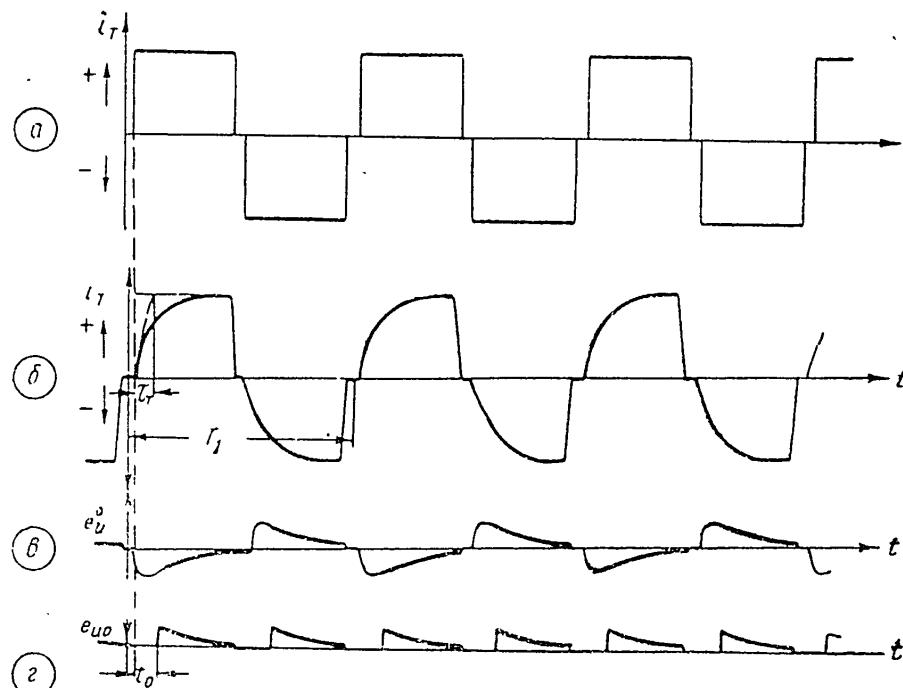
На фиг. 3, в показана зависимость наведенной в измерительной цепи э. д. с. от времени.

Длина рабочей ламели измерительного коллектора пульсатора меньше, чем токового. Благодаря этому на регистрирующий прибор попадает только часть э. д. с., наведенной в измерительных

жилах; участок кривой, имеющий максимальную амплитуду, оказывается срезанным (фиг. 3, г). Поэтому отмечаемая измерительным прибором для записи кривой  $KC$  э. д. с. индуктивной помехи

$$e_{u0} = -M_{TII} \frac{V}{L_T} e^{-\frac{r_T}{L_T}(t_0+t)}, \quad (10)$$

где  $t_0$  — время запаздывания включения измерительного коллектора по сравнению с токовым.



Фиг. 3. Кривые зависимости силы тока в цепи электродов  $A$  и  $B$  и наведенной в измерительной цепи э. д. с. от времени.  
 а — сила тока при  $L_T = 0$ ; б — фактическая кривая изменения силы тока; в — наведенная в измерительной цепи э. д. с.; г — э. д. с., отмечаемая измерительным прибором.

Из выражения (10) можно заключить, что при измерении по схеме однополюсного зонда индуктивная помеха прямо пропорциональна напряжению источника питания в токовой цепи; она тем больше, чем больше  $L_T$  и, следовательно, чем больше витков кабеля на барабане, и тем меньше, чем больше  $t_0$ .

На фиг. 4 показаны кривые изменения силы тока наведенной э. д. с. (б) и индуктивной (воздействующей на регистрирующий прибор) помехи (в) при различной индуктивности жилы кабеля. Как видно, при большем числе витков кабеля на лебедке (пунктир) индуктивная помеха значительно больше.

Индуктивная помеха может быть уменьшена увеличением  $t_0$ , например передвижением одной щетки измерительного коллектора по направлению вращения последнего или снижением скорости вращения барабана пульсатора.

**Двухполюсный зонд.** При применении двухполюсного зонда токовые жилы 2 и 3 (фиг. 5) включены бифиляром, индуктивность которого  $L_{23}$ , как уже указано выше, весьма мала.

В соответствии с этим общее магнитное поле катушки в отличие от схемы с однополюсным зондом будет весьма мало; магнитные же поля в пространстве между отдельными витками — достаточно велики.

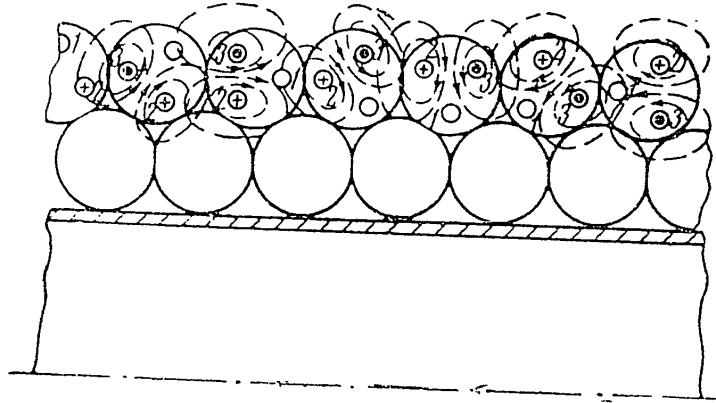
Сила тока  $i_{23}$  в токовой цепи в данном случае по аналогии с выражением (7)

$$i_{23} = \frac{V}{r_{23}} (1 - e^{-\frac{t}{\tau_2}}), \quad (11)$$

где  $V$  — напряжение в установившемся режиме;  $r_{23}$  — омическое сопротивление токовой цепи;  $\frac{L_{23}}{r_{23}} = \tau_2$  — постоянная времени токовой цепи.

Наведенная в измерительной жиле э. д. с. по аналогии с выражением (9)

$$e_1 = -M_{123} \frac{V}{L_{23}} e^{-\frac{t}{\tau_2}} = -M_{123} \frac{V}{L_{23}} e^{-\frac{r_{23}}{L_{23}} t}, \quad (12)$$



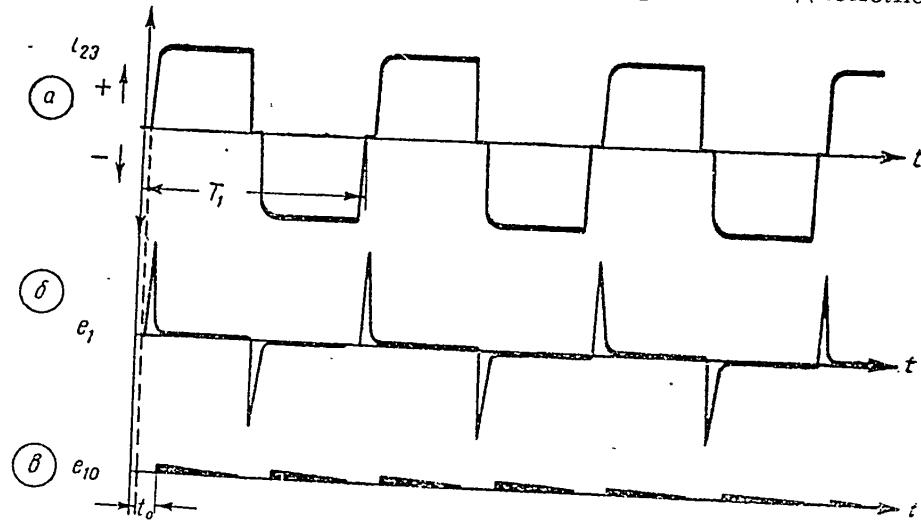
Фиг. 5.

а индуктивная помеха, т. е. часть э. д. с., зафиксированная регистрирующим прибором:

$$e_{10} = -M_{123} \frac{V}{L_{23}} e^{-\frac{r_{23}}{L_{23}} (t_0 + t)}, \quad (13)$$

где  $M_{123}$  — коэффициент взаимоиндукции, численно равный коэффициенту взаимоиндукции для однополюсного зонда.

Так как  $L_1 \gg L_{2,3}$ , то  $\tau_1 \gg \tau_{2,3}$ , следовательно, переходный процесс в токовых жилах кабеля при двухполюсном зонде будет очень кратковременным по сравнению с однополюсным. Последнее иллюстрируется кривой зависимости силы тока  $i_{2,3}$  от времени, показанной для этого случая на фиг. 6, а. На этой же фигуре показаны кривые зависимости э. д. с., наведенной в измерительной жиле кабеля (фиг. 6, б), и части ее (фиг. 6, в), отмечаемой измерительным прибором, от времени. Отсюда можно заключить, что величина индуктивной помехи при работе с двухполюсным зондом должна быть значительно меньше, чем при работе с однополюсным



Фиг. 6.

зондом. Однако практика показывает, что величина индуктивной помехи в данном случае часто несколько больше, чем при однополюсном зонде.

Кроме того, при измерении с двухполюсным зондом по мере увеличения числа витков кабеля на лебедке помеха меняет не только свою амплитуду, но и знак. Следовательно, в измерительной цепи при двухполюсном зонде существует, кроме помехи, описываемой формулой (13), помеха, обусловленная другими, не учтываемыми нами до сих пор факторами. Процесс, описываемый упомянутой выше формулой, учитывал суммарное действие двух жил на третью. Дополнительную помеху можно объяснить характером магнитного поля токовых жил кабеля. При намотке кабеля изменяется положение этих жил относительно измерительной жилы соседних витков. В результате этого близлежащие измерительные жилы попадают под преобладающее воздействие магнитного поля то одного, то другого направления. Поэтому наведенная в измерительных жилах э. д. с. в полном согласии с экспериментом будет изменять не только амплитуду, но и знак (см. фиг. 5).

Однако фактически ток в цепи успевает установиться к тому времени, когда измерительная цепь подключается к измерительному прибору.

Напряжение помехи в измерительной цепи должно было бы исчезнуть, но этого не наблюдается. Это последействие помехи можно объяснить зарядом распределенной емкости кабеля с последующим разрядом ее при замыкании измерительной цепи на регистрирующий прибор. Очевидно, знак заряда этой емкости зависит от того, под действием какого токового провода находился измерительный провод в момент включения измерительной цепи.

Так как шаг навивки кабеля (шаг скрутки жил между собой) в общем случае не совпадает с длиной одного витка кабеля на барабане, то вследствие этого, а также ряда других причин взаимное расположение жил кабеля в соседних витках в процессе подъема или спуска кабеля изменяется. Соответственно с этим меняется взаимная индуктивность токовых и измерительных жил, а также фаза наведенной в последних э. д. с. В некоторый момент витки будут находиться в таком же взаимном положении, как и в начале навивки, и процесс изменения наведенной э. д. с. будет повторяться. Очевидно, в частном случае период  $T$  (в метрах кабеля) повторения циклов изменения взаимного расположения жил кабеля, а следовательно, и период изменения знака (фазы) наведенной э. д. с. будет равен общему наименьшему кратному от шага навивки жил кабеля  $l_1$  и длины витка кабеля на барабане  $l_2$ . Однако в общем случае период изменения взаимного расположения жил кабеля, а следовательно, и индуктивных помех изменяется не пропорционально изменению числа витков кабеля на барабане лебедки, а зависит от многих случайных причин и, в частности от перехода витков с одного ряда навивки на другой.

**Борьба с индуктивными помехами.** Из сказанного выше следует, что радикальной мерой уменьшения индуктивных наводок является ослабление электромагнитной связи между отдельными витками кабеля.

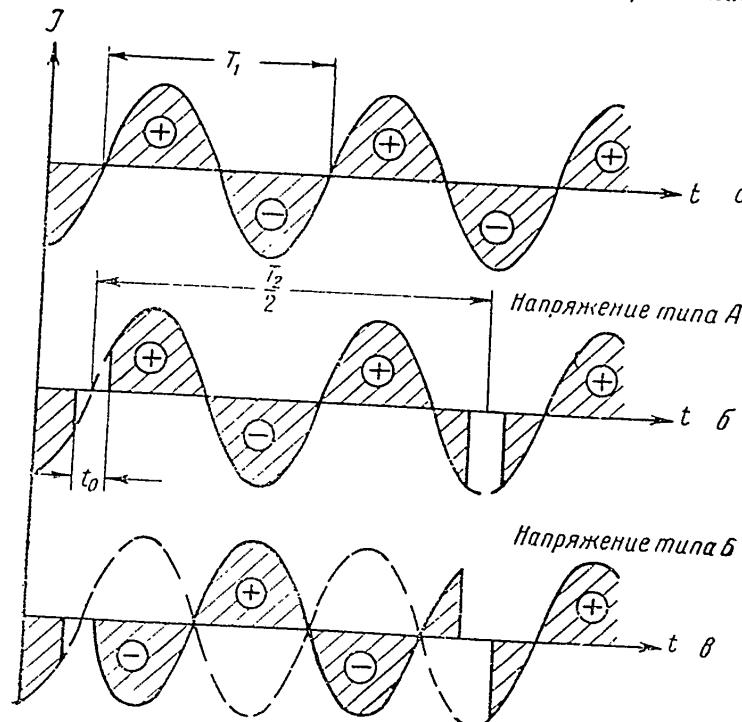
В результате этого при работе с однополюсным зондом снижается общая индуктивность катушки кабеля, а при работе с двухполюсным зондом — влияние одного витка кабеля на другой. Эта связь резко уменьшается при применении бронированного кабеля. При этом не только должна уменьшиться величина индуктивных помех, но и повысятся эксплуатационные качества кароттажной станции в целом. Действительно, применение бронированного кабеля вследствие его большого удельного веса облегчает обслуживание скважин, заполненных глинистым раствором больших удельного веса и вязкости.

Малая величина индуктивных помех бронированных кабелей подтверждается измерениями индуктивных наводок у семижильного бронированного кабеля. Как при работе с однополюсным зондом, так и при двухполюсном зонде, при всевозможных комбинациях токовых и измерительных жил, включая комбинации, имеющие максимальную несимметрию, величина индуктивной наводки у семижильного бронированного кабеля значительно меньше, чем у трехжильного небронированного кабеля.

### ПОМЕХИ ПЕРЕМЕННОГО ТОКА

**Природа помех переменного тока.** Переменный ток, попадающий в измерительную цепь, в результате действия измерительного коллектора вызывает колебания пишущих устройств, искажающие кривые *КС* и *ЛС*.

Источниками переменного тока в измерительной цепи могут являться утечки и наводки из сети переменного тока, вызываемые активными и реактивными связями между ними, а также блуждаю-



Фиг. 7. Кривые изменения силы переменного тока со временем в измерительной цепи.

$T_1$  — период переменного тока;  $T_2$  — период вращения барабана пульсатора;  $t_0$  — время, в течение которого измерительная цепь разомкнута вследствие разрывов при переходе щеток с одного полукольца на другое.

щие переменные токи, создающие переменную разность потенциалов между измерительными электродами зонда. Наводки переменного тока в измерительной цепи при однополюсном зонде меньше, чем при двухполюсном, в основном вследствие того, что при однополюсном зонде ввиду малого расстояния между измерительными электродами блуждающие токи создают меньшие разности потенциалов, чем при двухполюсном, когда указанное расстояние может достигать очень большой величины.

Влияние переменного тока на запись кривых *КС* и *ЛС* связано с тем, что пульсатор преобразует переменный ток в ток очень сложной формы, имеющий ряд гармоник, в том числе с частотой, значительно меньшей частоты переменного тока.

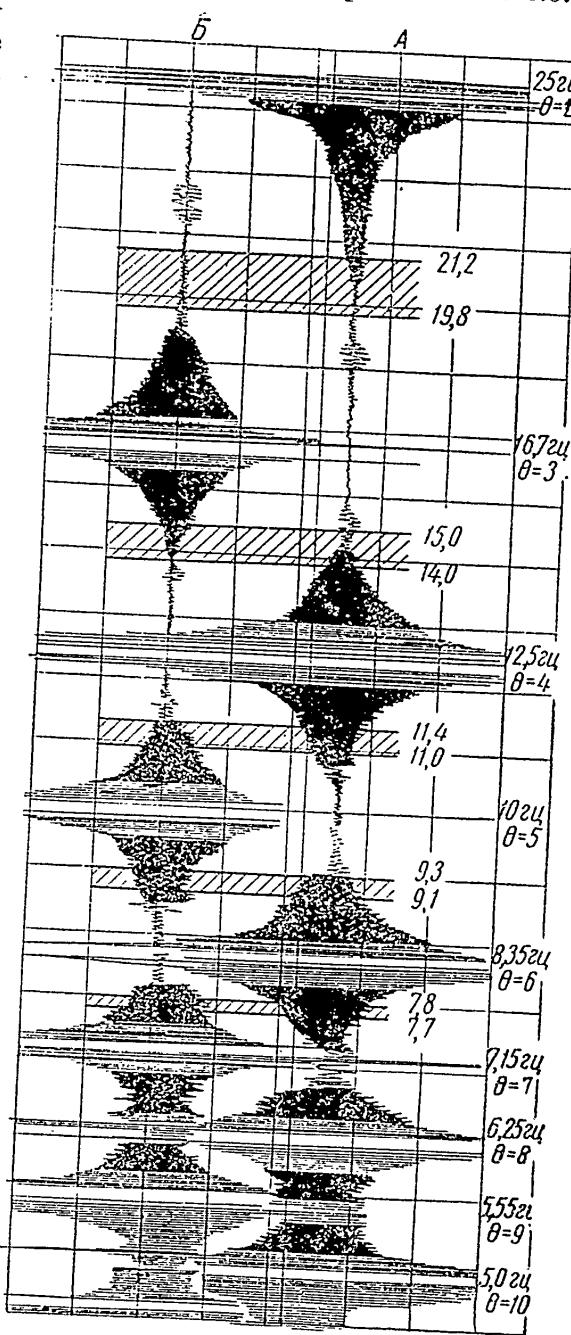
Если включить измерительные приборы  $P_{PC}$  и  $P_{KC}$ , как это показано на фиг. 1, а, а на электроды  $M$  и  $N$  подать напряжение переменного тока промышленной частоты, то на прибор  $P_{PC}$  будет подаваться переменный ток, имеющий разрывы в моменты прохождения мимо щеток изоляционной пластины измерительного коллектора, а на прибор  $P_{KC}$  — напряжение, имеющее не только разрывы, но и меняющее свою полярность (фазу).

Будем в дальнейшем называть напряжение помехи, имеющее разрывы, напряжением типа  $A$ , а напряжение, имеющее разрывы и изменение фазы, — напряжением типа  $B$  (фиг. 7).

Очевидно, если напряжение помехи переменного тока будет поступать со стороны прибора  $P_{KC}$ , то на последнем будет существовать напряжение типа  $A$ , а на приборе  $P_{PC}$  — напряжение типа  $B$ . В общем случае на обоих приборах будет напряжение обоих типов.

На фиг. 8 показан характер влияния помех обоих типов на приборы  $P_{KC}$  и  $P_{PC}$  при подаче помехи промышленной частоты со стороны электродов  $M$  и  $N$  и при плавном изменении числа оборотов пульсатора.

Известно, что измерительные приборы для записи кривых  $KC$  и  $PC$  отмечают переменный ток с тем меньшей амплитудой, чем большее его частота; поэтому если на прибор подать ток сложной формы, то амплитуда колебаний пишущего устройства будет тем больше, чем меньше частота основной гармоники этого тока. Таким образом, большая амплитуда колебаний пишущих устройств



Фиг. 8. Запись регистрирующими приборами  $P_{KC}$  и  $P_{PC}$  напряжения переменного тока, подаваемого в измерительную цепь.

Шкала 20 мв, напряжение переменного тока 100 мв.

указывает на малую частоту основной гармоники преобразованного тока и, следовательно, на большое влияние помехи переменного тока.

Помехи переменного тока в основном зависят от отношения частот

$$\theta = \frac{f_1}{f_2}, \quad (14)$$

где  $f_1 = \frac{1}{T_1}$  — частота переменного тока;  $f_2 = \frac{1}{T_2}$  — частота пульсатора.

Из рассмотрения фиг. 7 и 8 можно сделать следующие выводы.

1. Влияние напряжений типов А и Б на регистрирующие приборы при изменении числа оборотов пульсатора примерно одинаково, но кривая записи влияния напряжения типа А отличается от кривой записи влияния напряжения типа Б тем, что они как бы сдвинуты относительно друг друга. Если кривая, полученная при записи влияния напряжения А, имеет максимум колебаний пишущего устройства при  $\theta$ , равном целому членному числу (2, 4, 6 и т. д.), то кривая записи влияния напряжения тока Б имеет в этом случае минимум.

При  $\theta$ , равном целому нечетному числу (3, 5, 7 и т. д.), наблюдается обратная картина.

2. По мере приближения  $\theta$  к целому числу частота основной гармоники напряжения типов А и Б уменьшается. В момент, когда  $\theta$  равна целому числу (четному для напряжения типа А, нечетному для напряжения типа Б), частота основной гармоники становится равной нулю (постоянный ток). Очевидно, при этом влияние помехи переменного тока на регистрирующие приборы максимально.

3. По мере увеличения  $\theta$  уменьшается диапазон частот между значениями их, при которых наблюдается максимум влияния помех от переменного тока.

Так, если для напряжения типа А первые два максимума колебаний пишущих систем (для  $\theta = 2$  и 4) получаются при частотах 25 и 12,5 гц, то для  $\theta = 8$  и 10 разница между частотами, при которой наблюдаются максимумы помех, составляет уже 1,25 гц.

4. По мере увеличения  $\theta$  колебания пишущих устройств в минимумах увеличиваются, что свидетельствует об уменьшении при этом частоты первой гармоники.

Так, если при первом минимуме ( $\theta = 3$ ) влияния напряжения типа А колебание пишущего устройства не превышает амплитуды 1—2 мм, то при минимуме, соответствующем  $\theta = 9$ , колебание пишущих устройств достигает амплитуды порядка 20÷25 мм.

**Меры борьбы с помехами переменного тока.** Переменный ток поступает на различные участки измерительной цепи и на каждый из измерительных приборов  $P_{KC}$  и  $P_{PS}$  (за исключением прибора  $P_{PS}$  в схеме с параллельным включением приборов, в которой он защищен дросселем  $Dp$ , фиг. 1, в) подается напряжение типов А и Б. Поэтому для уменьшения влияния помех от переменного тока

частоты пульсатора должны быть выбраны так, чтобы  $\Theta$  не равнялось целому числу. Частоты пульсатора, при которых влияние напряжений типов *A* и *B* будет минимальным, равны 33,3, 20,0, 14,3, 11,1, 9,1, 7,7 гц и т. д., что соответствует  $\Theta = 1,5, 2,5, 3,5, 4,5, 5,5, 6,5$  и т. д. Однако практика показывает, что применение указанных частот не всегда дает благоприятные результаты. Это объясняется тем, что в ряде случаев частота переменного тока, попадающая в измерительную цепь, и частота переменного тока, питавшего синхронный двигатель, приводящий во вращение пульсатор, различна; например, двигатель пульсатора питается от генераторной группы, тогда как помехи создаются переменными токами от другого источника с иной частотой. Кроме того, в отдельных экземплярах каротажных станций соотношение напряжений переменного тока типов *A* и *B* может быть различным и оптимальная частота должна быть взята с учетом этого обстоятельства.

В свете сказанного становится очевидным, что для каротажных станций, работающих на трехжильном кабеле, необходим пульсатор, позволяющий в зависимости от конкретных условий работы непосредственно на буровой подбирать нужную оптимальную скорость вращения пульсатора.

Наиболее просто это можно обеспечить применением фрикционного редуктора скоростей, позволяющего в широких пределах менять передаточное число от двигателя к барабану пульсатора; с целью стабилизации установленной частоты пульсатора для привода должен быть применен синхронный двигатель.

Такой пульсатор с фрикционным редуктором был изготовлен в начале 1952 г. Промышленные испытания его, а также опыт длительной эксплуатации (с июня 1952 г. до настоящего времени) показали высокие эксплуатационные качества его работы и отсутствие значительных помех от переменных токов промышленной частоты, в том числе и при измерении двухполюсным зондом.

С 1 января 1953 г. лаборатории для автоматической записи каротажных кривых на трехжильном кабеле выпускаются с пульсаторами, имеющими фрикционный редуктор.

Нужно указать еще на оригинальный способ борьбы с влиянием помех от промышленных токов, разработанный в НИИГР. Как указывалось выше, помехи от напряжения переменного тока типа *A* связаны с разрывами цепи. Влияние этих помех поэтому можно свести до минимума, уменьшив, насколько это возможно, разрыв цепи.

В схеме, показанной на фиг. 1, в, таким образом можно исключить влияние помех переменного тока, попадающих в измерительную цепь на участке, на котором включен прибор  $P_{KC}$ .

Уменьшение разрыва до минимума осуществлено путем включения между холостыми пластинками измерительного коллектора сопротивления, равного сопротивлению участка измерительной цепи от пульсатора до электродов *MN*. В этом случае при применении схемы фиг. 1, в на прибор  $P_{KC}$  будет сказываться только

напряжение переменного тока типа  $B$  и отстройка от помех упрощается.

Этот способ наряду с применением пульсатора с фрикционным редуктором дал хорошие результаты.

### ВЫВОДЫ

1. Индуктивные помехи, завышающие или занижающие показания кривой  $KC$ , возникают в результате электромагнитных связей между соседними витками навитого на барабан лебедки кабеля. Поэтому борьба с этим видом помех в основном должна вестись путем уменьшения этих связей. Радикальной мерой борьбы с индуктивными помехами является применение бронированного кабеля.

2. Утечки и наводки переменного тока в измерительную цепь вызывают в результате коммутации измерительной цепи измерительным коллектором пульсатора колебания пишущих устройств. Амплитуда и частота этих колебаний зависят от отношения частоты переменного тока к частоте пульсатора. Для уменьшения помех от переменного тока необходимо в зависимости от конкретных условий работ выбирать оптимальную частоту пульсатора. Для этого следует применять пульсатор с фрикционным редуктором, а для станций с параллельной схемой включения приборов для записи  $KC$  и  $LC$  между холостыми пластинками измерительного коллектора включать сопротивление, эквивалентное внешнему (по отношению к цепи прибора, регистрирующего кривую  $KC$ ) сопротивлению цепи.

### ЛИТЕРАТУРА

- Комаров С. Г. Техника промысловой геофизики. Гостоптехиздат, 1947.
- Литвинов С. Я. и Аксельрод С. М. Помехи в измерениях при каротаже нефтяных скважин. Азисфтиздат, 1953.

P. B. Юдкевич

## ОБ ОЦЕНКЕ НЕФТЕНОСНОСТИ ПЛАСТОВ С МАЛЫМ УДЕЛЬНЫМ СОПРОТИВЛЕНИЕМ

Как известно, пласти, насыщенные нефтью или газом, как правило, обладают относительно более высокими сопротивлениями, чем водоносные пласти. В качестве примера на фиг. 1 показаны диаграммы и кривые БКЗ для одного и того же пласта в центральной части нефтяного поля (а) и в контурной части (б). Как видно, удельное сопротивление пласта, когда он хорошо насыщен нефтью, в 50 раз больше, чем водоносного пласта.

Однако для более точной оценки нефтегазоносности коллектора следует пользоваться не удельным сопротивлением, а отношением сопротивления пласта  $\rho_n$  к сопротивлению  $\rho_w$ , получаемому, когда все поровое пространство заполнено водой. Это отношение  $P = \frac{\rho_n}{\rho_w}$  в последнее время называют коэффициентом увеличения сопротивления или просто коэффициентом сопротивления.

Чем больше коэффициент сопротивления пласта, тем большее вероятность того, что он нефтеносен или газоносен.

Обычно для каждого пласта можно установить минимальное значение коэффициента сопротивления  $P$ , при котором пласт может отдавать нефть или газ.

Многочисленные наблюдения показывают, что в зависимости от характера пласта минимальный коэффициент сопротивления может иметь значения от 1,6 до 12.

В таблице даны значения минимального коэффициента сопротивления для пластов одного из месторождений. Как видно, в пределах одного и того же месторождения минимальный коэффициент сопротивления меняется от 1,6 до 6,5.

Минимальное значение коэффициента сопротивления меняется в некоторых случаях даже в пределах одного и того же пласта. В качестве примера может служить нефтеносный пласт, каротажные диаграммы и кривые БКЗ для трех участков которого показаны на фиг. 1. Этот пласт представлен светлосерым мелкозернистым песком. Мощность пласта с севера на юг постепенно уменьшается от 53 до 4 м: в том же направлении происходят постепенное изменение механического состава, увеличение глинистого материала

В пласте и снижение его пористости с 28 до 13,5%. В северной части пласт имеет за контуром нефтеносности сопротивление 12 ом.м (фиг. 1, б), в пределах контура нефтеносности до 600 ом.м (фиг. 1, а); минимальный коэффициент сопротивления равен 4,2. В то же

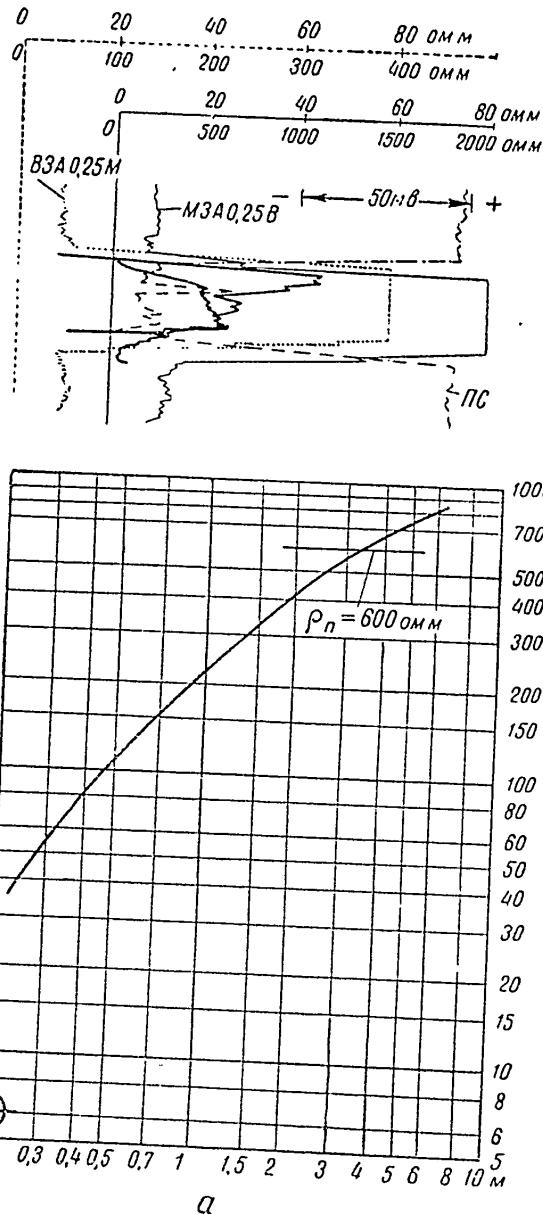
значения минимального коэффициента сопротивления  $R_{\min}$  для одного из месторождений

Пласт	Сопротивление пласта, ом.м			$R_{\min}$
	нефтенос- ная часть, максимум	нефтенос- ная часть, минимум	водонос- ная часть пласта	
а	28	16	10	1,6
б	230	17	10	1,7
в	420	17 - 20	10	1,7 - 2
г	450	40	9-12	4-4,5
	25			3
д	150	40	10-12	4
е	300	40	9-11	4
ж	600	40	12	3,3
		18	12	4,5
з	4500	50	10,5	4,75
и	250	40-50	10-12	4-5
к	100	50	10	5
л		50	10-12	5
м	120	42	6,5	6,5
н	140	50	8	6,2

время в южной части пласт дает чистую нефть при сопротивлении всего 18 ом.м (фиг. 1, е). За счет увеличения глинистого материала происходит уменьшение минимального коэффициента сопротивления до 1,5. Такие примеры встречаются часто.

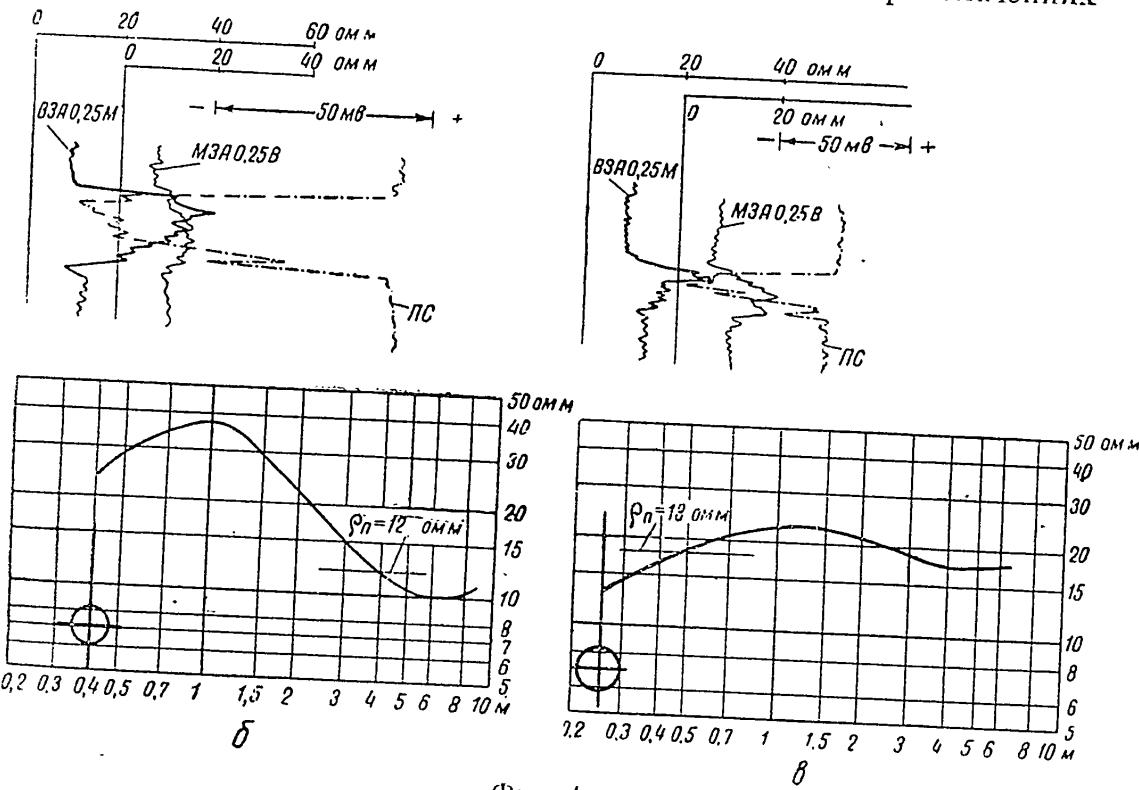
Как показывает практика, чем больше минимальный коэффициент сопротивления, тем благоприятнее условия для определения по данным каротажа газонефтеносности или водоносности пласта и наоборот. В некоторых случаях по данным электрического каротажа не удается дать правильную оценку нефтегазосности пласта: несмотря на малое сопротивление пласта и небольшой коэффициент сопротивления, пласт является нефтеносным.

Случай крайне низкого сопротивления нефтеносного пласта был описан еще в 1935 г. Г. С. Морозовым [1]. По данным Ф. И. Левкина, общераспространенная методика выделения неф-



теноносных пластов или горизонтов по высоким удельным электрическим сопротивлениям не применима для коллекторов нефти в палеогене на площадях Краснодарского края. В практике работы автора также были встречены нефтеносные пласти с низкими электрическими сопротивлениями..

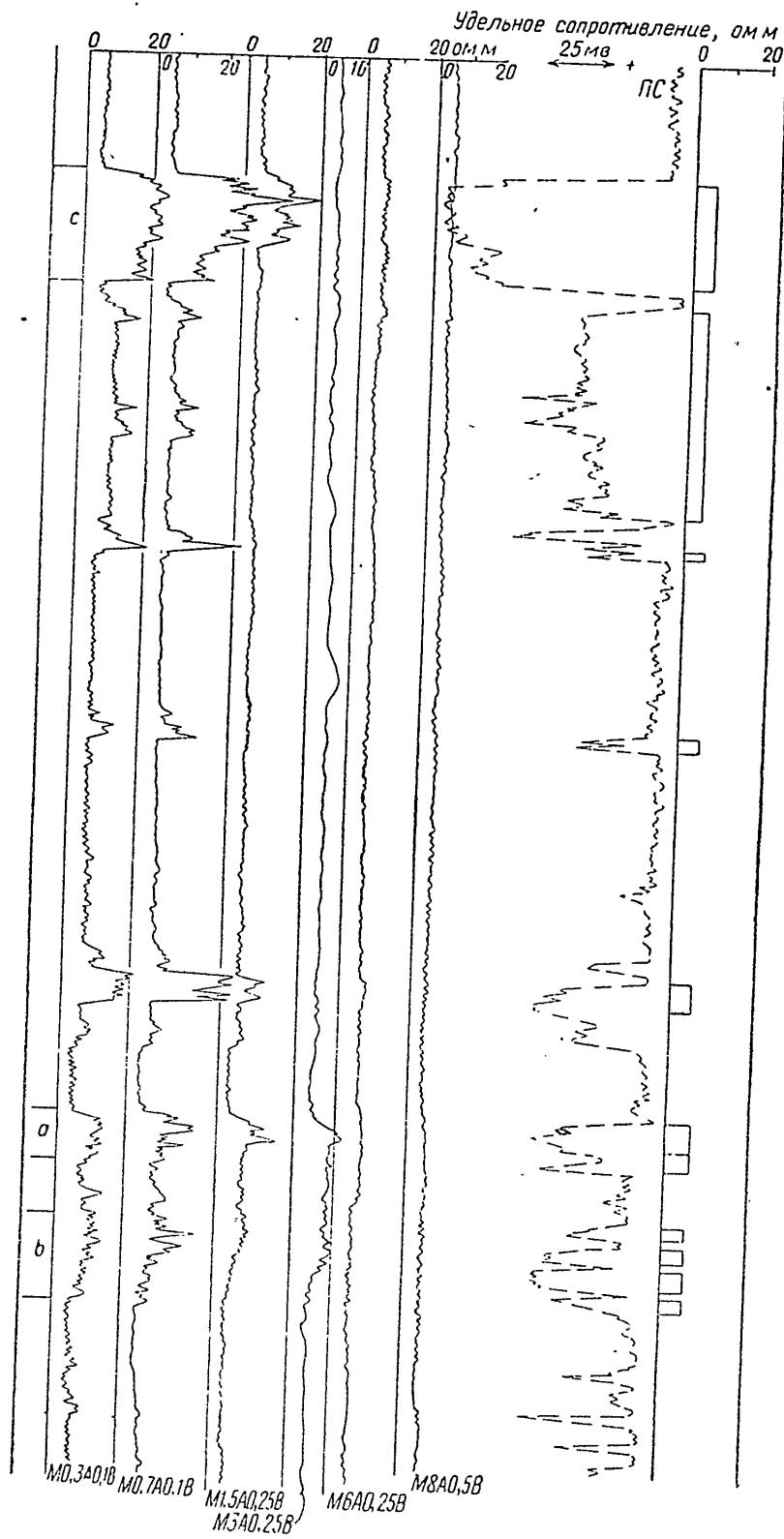
Удельное сопротивление песчаных пластов продуктивной толщи рассматриваемого пами месторождения в зоне контурной части там, где пласти полностью водоносны, находится в пределах 9—12 ом м; удельное электрическое сопротивление этих пластов, когда они нефтеносны, от 140 до 600 ом м. Таким образом, обычно коэффициент сопротивления имеет значения от 12 до 55. При значениях



Фиг. 1.

коэффициента более 6 пласти обычно дают чистую нефть (без воды), а при значениях менее 4 (сопротивление менее 40 ом м) — нефть с водой или одну воду. Заметим, что пласти на диаграммах характеризуются четкими отрицательными аномалиями *ПС* с амплитудой порядка 80 мв. Наряду с этим был вскрыт горизонт с относительно незначительным превышением его сопротивления над сопротивлением вмещающих глин (фиг. 2а, пачки *a* и *b*); по данным БКЗ (фиг. 2б) сопротивление его было определено как 6,5 ом м. В соответствии с общепринятой для данного месторождения методикой интерпретации сделан вывод, что пачки *a* и *b* водоносные. Однако керн, отобранный боковым грунтоносом из этих пачек, оказался нефтенасыщенным; при испытании горизонта из него была получена безводная нефть.

5 Прикладная геофизика в. 11.

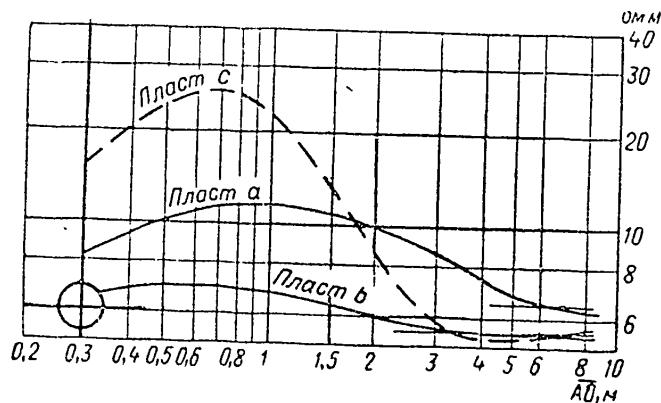


Фиг. 2а.

На основании позднейших материалов было установлено следующее.

Указанный выше горизонт, мощность которого колеблется в пределах 30—70 м, разделяется в основном по диаграмме ПС на две части: пачку *а* и пачку *б* (фиг. 2а). Аномалии ПС против пачки *а* и против пачки *б* имеют амплитуду 35—40 мв при обычно наблюдаемых против других пластов (см., например, вышеупомянутый водоносный пласт *с* на фиг. 2а) амплитудах около 70 мв.

Определяемое по БКЗ электрическое сопротивление пачки *а* в контуре нефтеносности находится в пределах 7—16 ом м, в залежи около 5 ом м; для пачки *б* оно соответственно имеет значения 6—8 и 4 ом м. По БКЗ установлено наличие не-



Фиг. 2б.

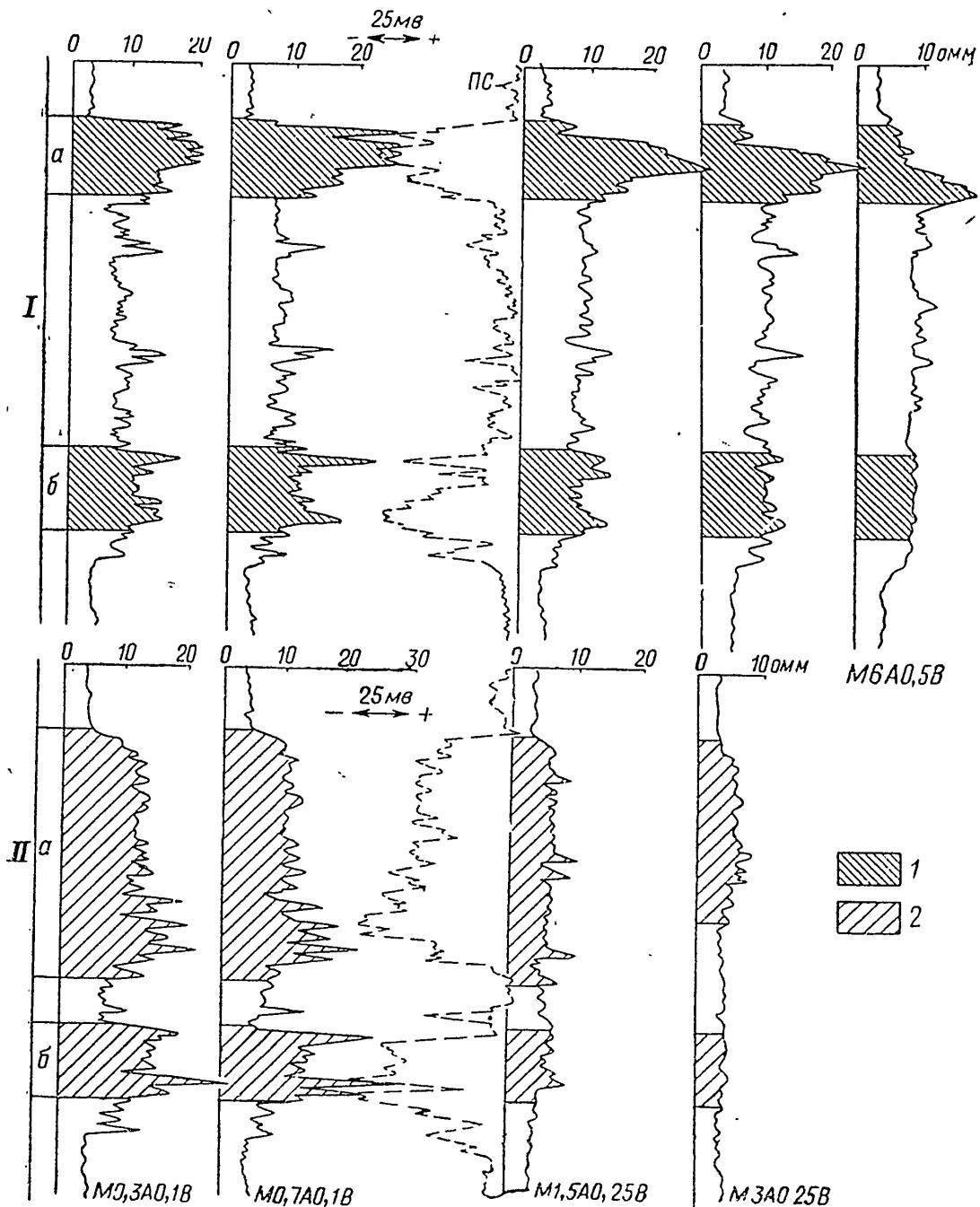
большого проникновения фильтрата глинистого раствора в пласт (см. на фиг. 3 кривые БКЗ для обеих пачек в нефтеносной и залежи частях пласта). Минимальные значения коэффициента сопротивления для пачки *а* равны 1,6 и для пачки *б* — 1,2.

В процессе разработки горизонта установлено, что дебит нефти из пачки *б* в 3—5 раз больше дебита нефти из пачки *а* и больше, чем для некоторых типичных пластов этого месторождения, пример которых показан на фиг. 1. Нефть в пачке *б* более легкая, чем в пачке *а*.

Какие же причины обуславливают столь малые значения удельного электрического сопротивления и коэффициента сопротивления нефтеносных пачек *а* и *б*?

В. Н. Дахнов [2] объясняет низкое значение электрического сопротивления некоторых нефтеносных пластов повышением в них количества мелковернистых фракций и связанным с этим увеличением содержания капиллярной воды. Однако в данном случае нет оснований считать, что низкое сопротивление пластов пачек *а* и *б* связано с увеличением мелкой фракции: увеличенное содержание мелкой фракции привело бы к резкому снижению дебита указанных пачек, тогда как отдача пачки *б* больше, чем отдача большого числа однородных пластов типа, показанного на фиг. 1.

Низкое сопротивление нефтеносных пачек *а* и *б* можно объяснить тем, что эти пачки состоят из частого чередования тонких прослоев нефтяных песков и глин.



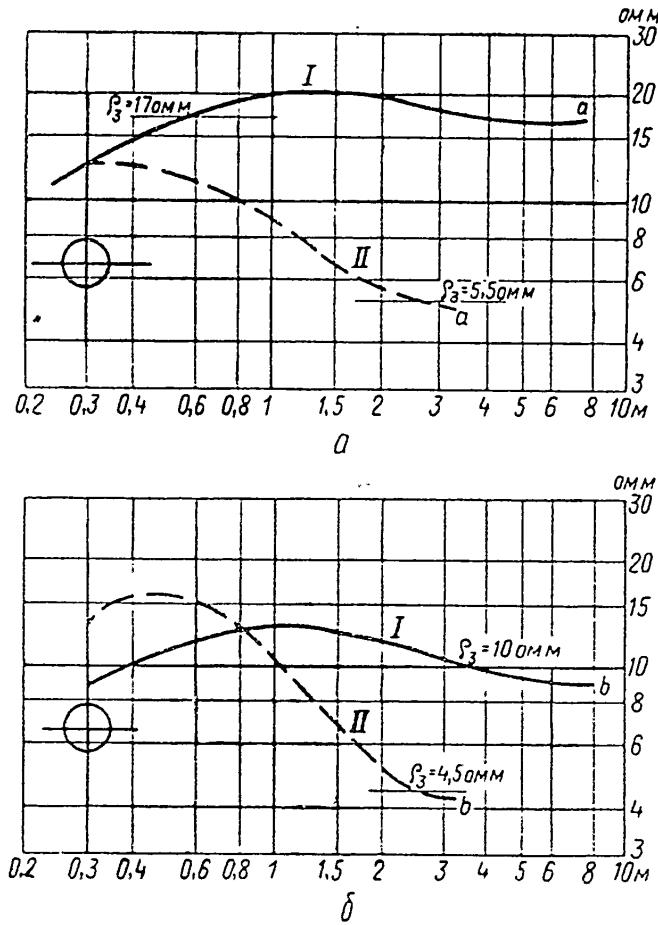
Фиг. 3. Пример *KC*, *ПС* и *БКЗ* против пачек *а* и *б* в нефтеносной зоне (I) и за контуром нефтеносности (II).

1 — нефтеносный горизонт; 2 — водоносный горизонт;  
оз — удельное сопротивление пачки.

С. Г. Комаров достаточно подробно описал кривые сопротивления пачки пластов [3]. Им выделены три основные формы кривых сопротивления для чередования пластов:

1) *раздельная форма*, когда «кривая сопротивления против пачки пластов представляет собой сочетание кривых сопротивления для чередования пластов»;

2) *подчиненная форма*, когда «кривая сопротивления против пачки тонких пластов при осреднении сходна с кривой сопротивления против пласта большого сопротивления»;



Фиг. 3.

3) *экранированная форма*, когда «кривая сопротивления против пачки тонких пластов резко снижена, за исключением части ее против крайних пластов, расположенных в подошве, если применяется кровельный, и в кровле, если применяется подошвенный зонд».

С. Г. Комаров указывает, что в зависимости от соотношения мощности отдельных пластов, прослоев и длины зонда против пачки пластов можно получить все три вида формы кривых.

В рассматриваемом нами случае форма кривой сопротивления не соответствует ни одной из указанных выше форм кривой сопротивления для пачек пластов; при этом форма кривой сопротивле-

ния пачек *a* и *b* мало изменяется с изменением длины зонда. Это объясняется теми тем, что мощность отдельных прослоев пачек *a* и *b* очень мала; много меньше, чем тех пластов, для чередования которых определена форма кривой сопротивления С. Г. Комаровым.

Как известно, амплитуда отклонения кривой *ПС* против пласта, содержащего глинистые прослои, снижается по сравнению с амплитудой кривой *ПС* против однородного песчаного пласта, — и тем больше, чем больше мощность глинистых прослоев. Заниженная амплитуда отклонений кривой *ПС* против пачек *a* и *b* по сравнению с обычной может служить подтверждением того, что пачки *a* и *b* представлены переслаиванием очень тонких прослоев нефтеносных и водоносных песков и глин.

Люминесцентный анализ кернов, отобранных боковыми стреляющими грунтоносами из пачек *a* и *b*, также в какой-то мере подтверждает предположение о том, что эти пачки представлены очень тонким переслаиванием песчаных и глинистых пропластков. При облучении образцов пород ультрафиолетовым светом хорошо видны люминесцирующие золотистым цветом прослои нефтяного песка мощностью 1—2 мм, чередующиеся с такими же по мощности прослойми глин; при этом наблюдаются ясно выраженная косослоистость и выклинивание тех или иных прослойков. Однако наряду с этим в этих же пачках встречаются керны и с более или менее однородным составом, представленные нефтяными песками или глинами.

Низкое электрическое сопротивление пачек *a* и *b* частично связано с повышенной минерализацией пластовой воды этих пачек. Полученная в процессе эксплуатации из пачек *a* и *b* пластовая вода имеет минерализацию около 90 мг-экв на 100 см<sup>3</sup>, тогда как для других пластов она равна 50—60 мг-экв.

Как видно из изложенного выше, оценка нефтеносности коллекторов с низким электрическим сопротивлением в ряде случаев значительно усложняется. При разведке новых площадей и горизонтов могут быть встречены нефтеносные и газоносные пласти с относительно низким сопротивлением и малым (1,2—2) коэффициентом сопротивления. При оценке нефтегазоносности таких пластов следует обращать внимание на амплитуды аномалий кривых *ПС*, учитывая, что против пачек пластов амплитуды отклонений *ПС* снижаются. Возможно, что на основании анализа величины амплитуды отклонений кривых *ПС* можно дать количественную оценку степени песчанистости (или глинистости) пачки или отдельных ее частей.

В рассматриваемом нами случае горизонт, представленный тонким переслаиванием песков и глин, отличается отсутствием или незначительной глубиной проникновения фильтрата глинистого раствора в пласт в нефтеносной части и наличием проникновения его в водоносную часть пласта. Однако затруднительно сказать, в какой мере этот признак является характерным для такого рода горизонтов.

Следует отметить необходимость дальнейшей разработки метода определения электрического сопротивления и оценки нефтегазоносности горизонтов с малым электрическим сопротивлением.

Поскольку по данным электрического каротажа производить точную оценку нефтегазоносности пластов с низким электрическим сопротивлением не всегда удается, необходимо производить против сомнительных пластов отбор кернов, боковыми грунтоносами, эффективность которых, как справедливо замечает М. Н. Бальзамов, должна быть резко повышена.

Для оценки газонефтеносности кернов должен применяться люминесцентный анализ их.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Морозов Г. С. К вопросу о низком удельном электрическом сопротивлении нефтяных пластов. Грозн. нефт. хоз., вып. 1—2, 1935.
2. Дахлов В. Н. Интерпретация каротажных диаграмм. Гостехиздат, 1948.
3. Комаров С. Г. Каротаж по методу сопротивлений. Интерпретация. Гостехиздат, 1950.

*Б. С. Телкина и Ф. И. Езупов*

## МАТЕРИАЛЫ ПО ТЕОРИИ КАРПТАЖА СОПРОТИВЛЕНИЙ, ПОЛУЧЕННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ СЕТОЧНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В результате работ по сеточному моделированию каротажа сопротивлений, проведенных в лаборатории интерпретации НИИГГР под руководством доктора технических наук Л. М. Альпина, было получено значительное количество кривых *КС* для одиночного пласта конечной мощности и конечного удельного электрического сопротивления. По этим кривым были построены максимальные кривые зондирования.

Ниже приводятся некоторые закономерности, которые представилось возможным установить на основании полученных данных.

Будем пользоваться следующими обозначениями:  $L$  или  $\overline{AO}$  — длина зонда;  $l = \frac{L}{d}$  — длина зонда, выраженная в диаметрах скважины;  $d$  — диаметр скважины;  $H$  — мощность пласта;  $h = \frac{H}{d}$  — мощность пласта, выраженная в диаметрах скважины;  $\bar{H}$  — абсцисса точки наблюдения;  $\gamma$  — сдвиг точки максимума кривой *КС* от середины пласта, выраженный в долях мощности пласта;  $\varrho$  — кажущееся сопротивление;  $\varrho_{\text{квм}}$  — кажущееся сопротивление вмещающей среды, не искаженное влиянием пласта;  $\varrho_c$  — истинное удельное электрическое сопротивление бурового раствора, заполняющего скважину;  $\varrho_p$  — истинное удельное электрическое сопротивление пласта;  $\varrho_n$  — истинное удельное электрическое сопротивление пород, подстилающих пласт;  $\varrho_b$  — истинное удельное электрическое сопротивление пород, покрывающих пласт.

Заметим, что измерения (на сеточной модели) производились однополюсным градиент-зондом *AMN*, длина которого изменялась от 0,312 до 25  $d$ . Расстояние между сближенными электродами изменялось от 0,125  $d$  при  $L \leq 1,06 d$  до 0,25  $d$  при  $L > 1,06 d$ . Как будет показано ниже, такие расстояния *MN* не оказывают искажающего влияния на полученные результаты.

Удельное сопротивление пласта принималось равным 5, 10, 50 и 100  $\varrho_c$ , вмещающей среды —  $\varrho_c$  и  $10\varrho_c$  (сопротивление покры-

вающих и подстилающих пласт пород во всех случаях одинаково; это необходимо помнить при чтении изложенного далее).

Мощность пласта изменялась от 0,25 до 16 d.

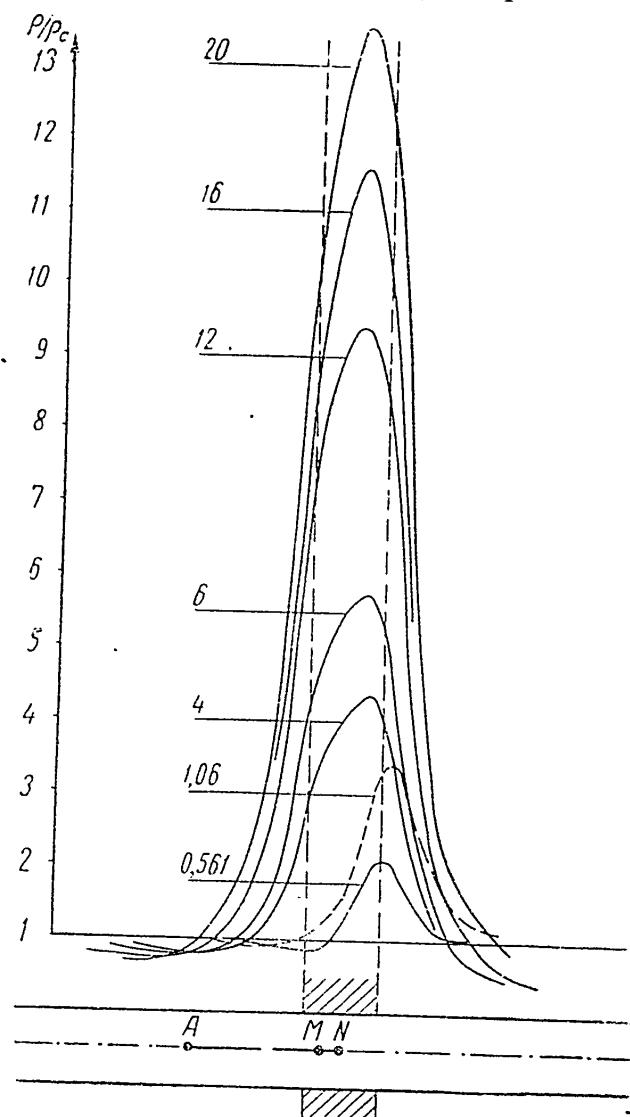
### КРИВЫЕ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ( $K_C$ )

#### Форма кривой $K_C$

На фиг. 1а, б, в приведены некоторые из полученных кривых  $K_C$ . Рассмотрение этих кривых показывает, что форма кривой  $K_C$  находится в зависимости от параметров разреза и от соотношения длины зонда с мощностью пласта и с диаметром скважины.

Если рассматривать зависимость формы кривой  $K_C$  от мощности пласта, то можно заметить, что с уменьшением мощности пласта от 4 диаметров скважины до  $0,5 \div 1$  диаметра скважины кривая  $K_C$  от почти трапециевидной формы с верхним основанием, наклоненным к оси абсцисс под малым углом, и с почти вертикальными боковыми основаниями переходит к почти треугольной форме. Это относится, конечно, к кривым, снятым при условии, что  $L \gg H$ .

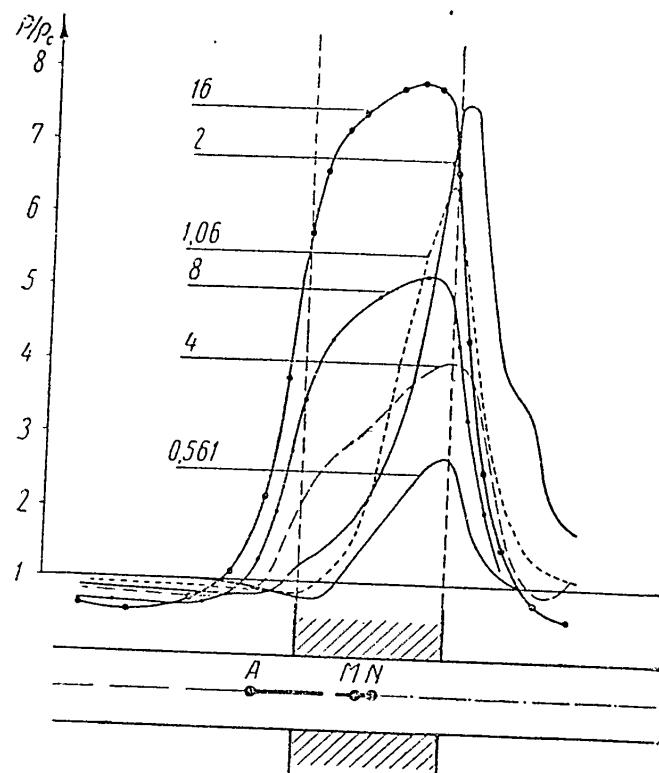
Изменение удельного сопротивления бурового раствора при прочих равных условиях ( $\rho_n / \rho_b = \text{const}$ ,  $h = \text{const}$ ) вызывает значительное изменение формы кривой  $K_C$ , если эта кривая получена с зондом, длина которого не намного превышает величину диаметра скважины (например, если  $L \leq 2d \div 3d$ ). Об этом достаточно наглядно свидетельствует сопоставление кривых, соответствующих различным значениям  $\rho_c / \rho_b$  при  $\rho_n / \rho_b = \text{const}$  и



Фиг. 1а. Кривые  $K_C$  для пласта мощностью  $H = d$ ;  $\rho_n = 100\rho_c$ ;  $\rho_b = \rho_n = \rho_c$ . Шифр кривых  $\overline{AO}/d$ .

$h = \text{const}$ . Эти кривые показаны на фиг. 2. На основании этого сопоставления можно заключить, что кривые  $KC$ , полученные с зондом не очень большой длины, будут иметь тем более пологую форму, чем меньшее отношение  $\varrho_c/\varrho_b$ .

Известно, что по мере увеличения отношения  $\frac{L}{H}$  кривая  $KC$  принимает более симметричную форму. На основании полученных кривых  $KC$  представляется возможным несколько уточнить это положение.



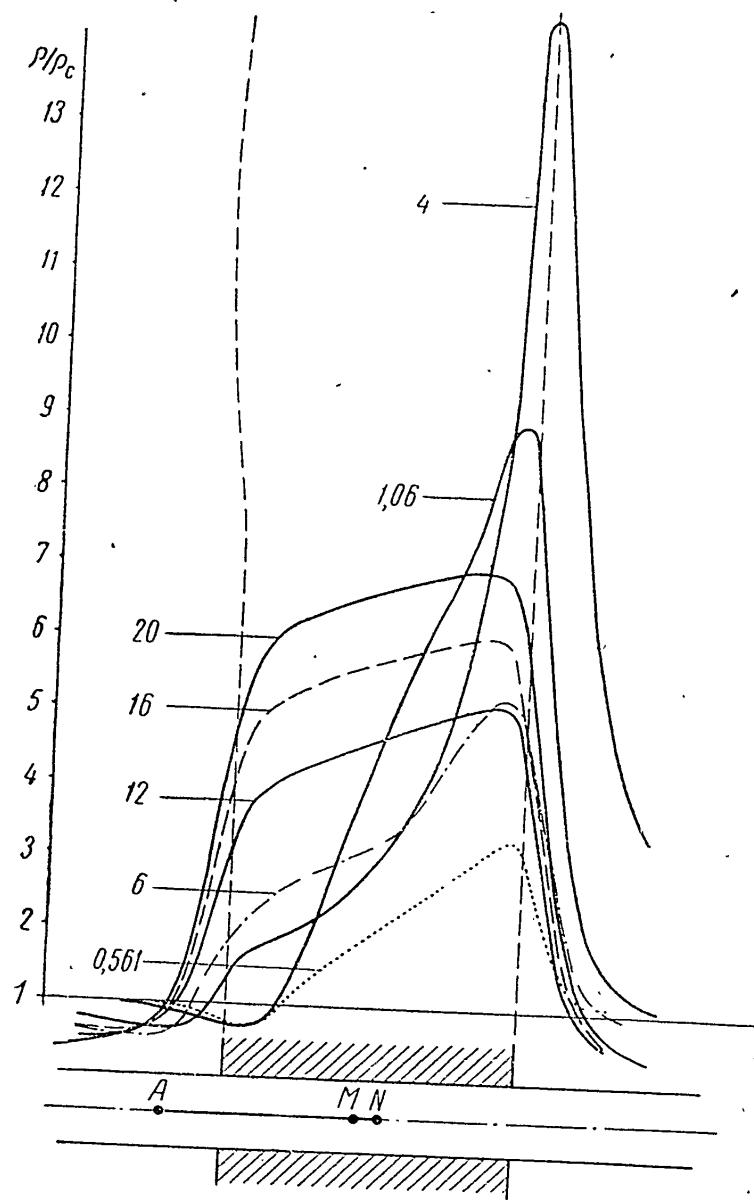
Фиг. 1б. Кривые  $KC$  для пласта мощностью  $H = 2d$ ;  $\varrho_p^+ = 50\varrho_c$ ;  $\varrho_b = \varrho_n = \varrho_c$ . Шифр кривых  $\overline{AO}_d$ .

Говоря о симметрии кривой  $KC$ , будем иметь в виду ее участок, расположенный против пласта и близ него. Условимся считать, что кривая  $KC$  симметрична, если точка  $\varrho_{\max}$  расположена против середины пласта. Количественным критерием асимметрии кривой  $KC$  относительно линии, проходящей через середину пласта и параллельной его границам (эту линию мы будем называть линией симметрии), условимся считать сдвиг (отход) точки  $\varrho_{\max}$  кривой  $KC$  от линии симметрии. За единицу измерения этого сдвига примем мощность пласта и обозначим его буквой  $\gamma$ .

Ниже приводим некоторые данные о симметрии кривой  $KC$ .

- При  $L < H$  или при  $L$ , очень мало превышающей  $H$ , кривая  $KC$  резко асимметрична и точка  $\varrho_{\max}$  совпадает с подошвой пласта и даже выходит за его пределы, т. е.  $\gamma \geq 0,5 H$ .

2. По мере увеличения  $L$  сравнительно с  $H$  сдвиг точки  $\varrho_{\max}$  от линии симметрии уменьшается, но если  $L$  не превышает  $3 \div 4H$ , кривая  $KC$  все же асимметрична. Так, установлено, что даже при  $L = 4H$   $\gamma \geq 0,25H$ .



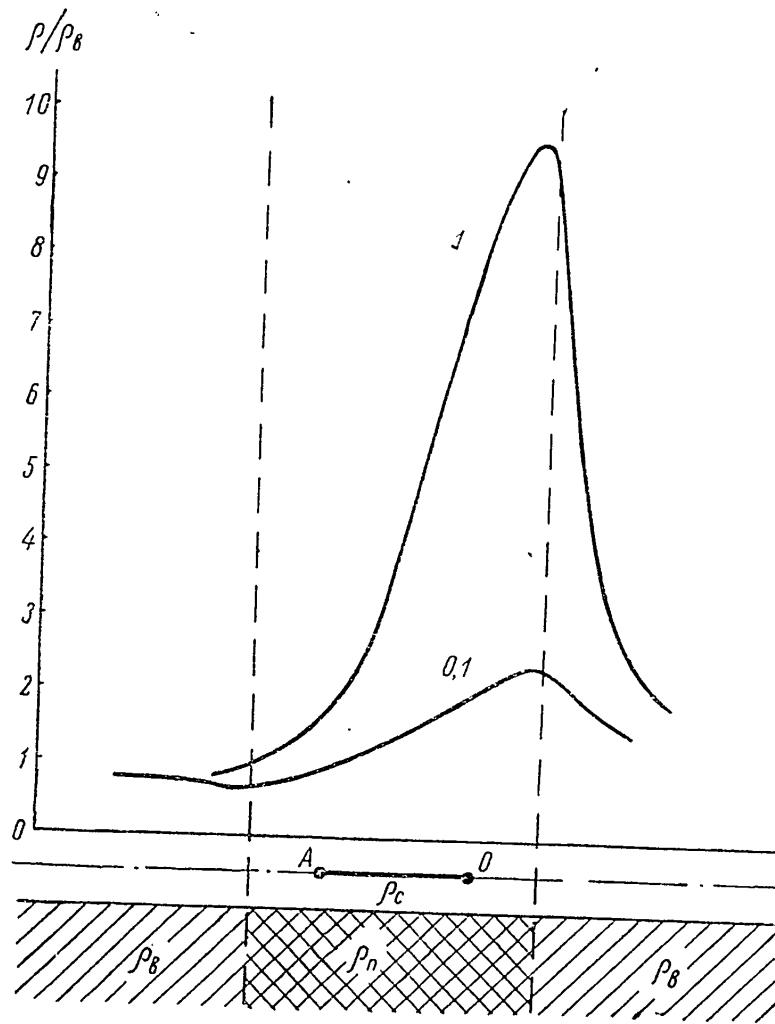
Фиг. 1в. Кривые  $KC$  для пласта мощностью  $H = 4d$ ;  $\varrho_{\Pi} = 50\varrho_c$ ;  $\varrho_b = \varrho_{\Pi} = \varrho_c$ . Шифр кривых  $\overline{AO}/d$ .

При дальнейшем увеличении длины зонда ( $L > 4H$ )  $\gamma$  уменьшается, т. е. кривая  $KC$  принимает более симметричную форму.

3. Величина  $\gamma$  зависит не только от отношения  $L/H$ , но и от мощности пласта. Так, например, при  $\varrho_b = \varrho_c$  и  $H = 4d$   $\gamma_{\min} \approx 0,3H$ , а при  $H = 2d$   $\gamma_{\min} \approx 0,05H$  и только при  $H \leq d$   $\gamma_{\min} = 0$  и кривая  $KC$  вполне симметрична (при достаточно больших  $L/H$ ).

4. Величина  $\gamma$  зависит от электрических параметров разреза. При прочих равных условиях  $\gamma$  уменьшается с уменьшением удельного сопротивления пласта.

На фиг. 3 показаны графики, иллюстрирующие приведенные зависимости.



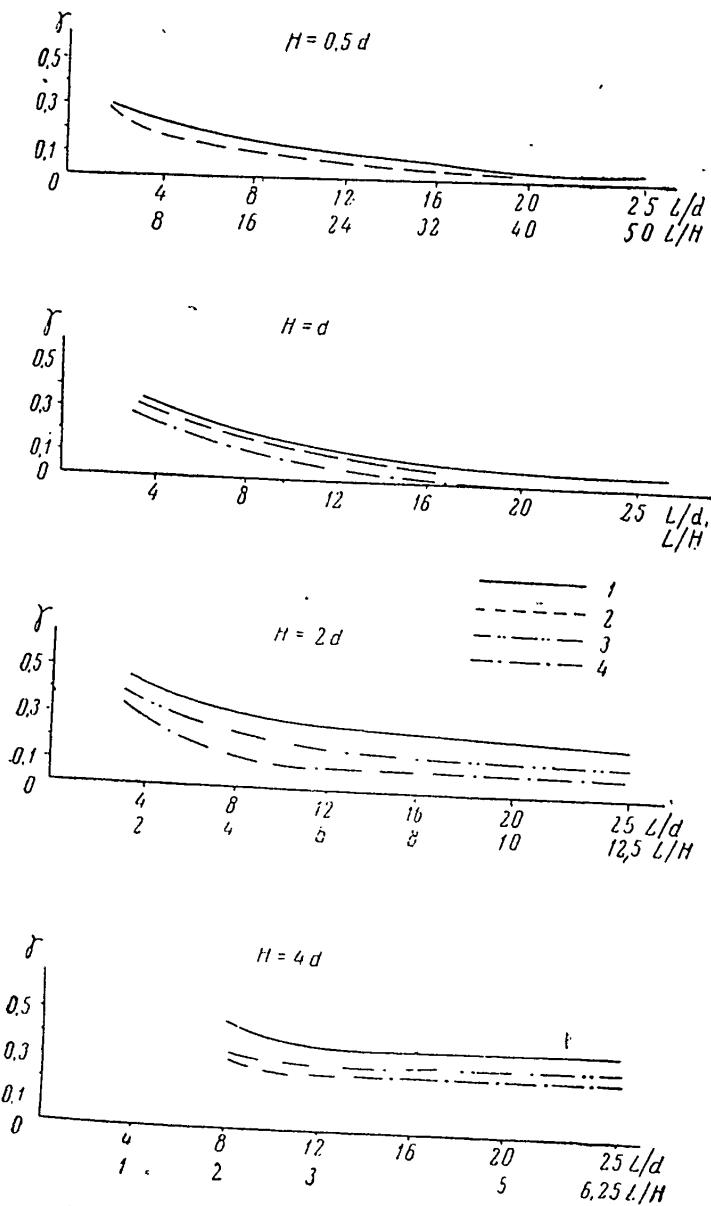
Фиг. 2. Изменение формы кривой  $KC$  в зависимости от сопротивления бурового раствора  $\rho_n/\rho_B = 10$ ;  $H = 4d$ ;  $L = 2d$ . Шифр кривых  $\rho_c/\rho_B$ .

### Определение мощности пласта по кривым $KC$

В свое время А. Железняком было предложено определять мощность тонкого пласта высокого сопротивления по ширине «пика» на высоте ее, равной  $2/3$  ординаты точки  $\rho_{\max}$ . Полученные кривые  $KC$  позволили проверить это правило и несколько его уточнить. Для этой цели нами изучалась зависимость высоты «пика», на которой ее ширина равна мощности пласта, от длины зонда и параметров разреза, в результате чего установлено следующее.

за.  
им  
ые

1. Высота «шины», на которой ее ширина равна мощности пласта, зависит от параметров разреза (электрических и геометрических) и от длины зонда, точнее, от отношения длины зонда к мощности пласта ( $L/H$ ).

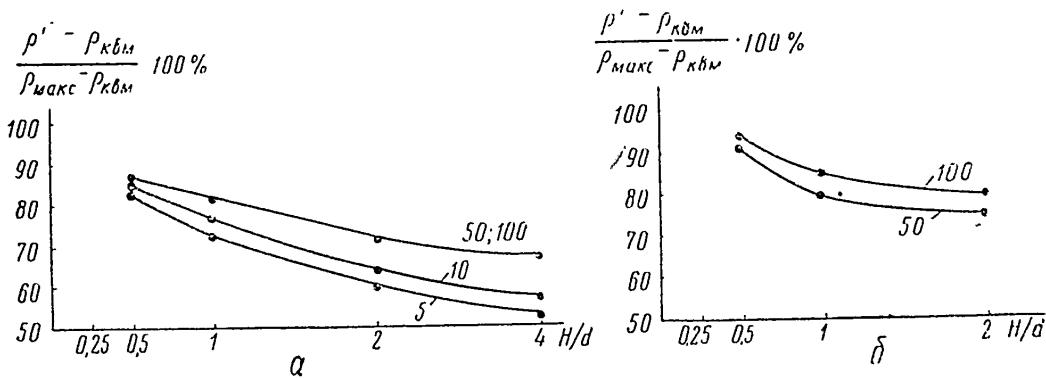


Фиг. 3. Графики зависимости  $\gamma$  от длины зонда ( $\rho_b = \rho_c$ ).  
 1— $\eta_\pi = 100\rho_c$ ; 2— $\eta_\pi = 50\rho_c$ ; 3— $\eta_\pi = 10\rho_c$ ; 4— $\eta_\pi = 5\rho_c$ .

2. С увеличением отношения  $L/H$  эта высота также увеличивается и при достаточно больших значениях  $L/H$  достигает некоторого предельного значения.

Было установлено, что этот предел наступает, начиная с  $L \geq 6H$  при  $\rho_b = \rho_c$  и с  $L \geq 8H$  при  $\rho_b = 10\rho_c$ . Дальнейшее увеличение длины зонда относительно мощности пласта при прочих равных

условиях не изменяет высоты «пики», на которой ее ширина равна мощности пласта. Иначе говоря, кривая зависимости  $\frac{\rho' - \rho_{\text{квм}}}{\rho_{\text{макс}} - \rho_{\text{квм}}} \times 100\% = f(L/H)$  выходит на асимптоту, параллельную оси  $L/H$ , только в случае, если  $L \geq 6H$  при  $\varrho_B = \varrho_c$  и если  $L \geq 8H$  при  $\varrho_B = 10\varrho_c$  ( $\rho'$  — ордината кривой  $KC$ , на которой ее ширина равна мощности пласта). Из сказанного вытекает, что для определения мощности пласта по ширине «пики» следует пользоваться кривыми  $KC$ , полученными с наиболее длинными зондами. При этом необходимо, конечно, чтобы эти кривые  $KC$  не были искажены влиянием различных посторонних факторов.



Фиг. 4. Графики зависимости предельной относительной высоты «пики» на которой ее ширина равна мощности пласта, от мощности пласта. Шифр кривых  $\varrho_p/\varrho_c$ .

*a* —  $\varrho_B = \varrho_c$ ;  $L \geq 6H$ ; *b* —  $\varrho_B = 10\varrho_c$ ;  $L \geq 8H$ .

На фиг. 4 приведены графики зависимости ординаты этой асимптоты от мощности пласта ( $H/d$ ) при различных значениях удельного сопротивления пласта. По оси ординат здесь отложены значения высоты «пики», на которой ее ширина равна мощности пласта ( $\rho' - \rho_{\text{квм}}$ ), выраженные в процентах от максимальной высоты «пики», т. е. отношение  $\frac{\rho' - \rho_{\text{квм}}}{\rho_{\text{макс}} - \rho_{\text{квм}}} \cdot 100\%$ ; по оси абсцисс — отношение мощности пласта к диаметру скважины ( $H/d$ ).

Из рассмотрения этих графиков можно заключить следующее:

1) с увеличением мощности пласта высота «пики», на которой ее ширина равна мощности пласта, уменьшается;

2) с уменьшением удельного сопротивления пласта ( $\varrho_p/\varrho_c$ ) при прочих равных условиях эта высота также уменьшается;

3) с уменьшением отношения  $\varrho_p/\varrho_B$  при  $\varrho_p = \text{const}$  и при  $H/d = \text{const}$  отношение  $\frac{\rho' - \rho_{\text{квм}}}{\rho_{\text{макс}} - \rho_{\text{квм}}} \cdot 100\%$  увеличивается.

Так, при  $\varrho_B = \varrho_c$  высота «пики», на которой ее ширина равна мощности пласта, оказывается на 5—8% ниже, чем при  $\varrho_B = 10\varrho_c$ .

К сожалению, мы не располагаем еще достаточными данными для более полных и конкретных выводов по этому вопросу. Однако в некоторых случаях можно воспользоваться графиками, приве-

данными на фиг. 4, для определения мощности пласта по кривой  $KC$  путем последовательных приближений. Ниже дается пример применения этого способа к полученным теоретическим (модельным) кривым  $KC$  для определения мощности пласта.

В качестве первого приближения мощность пласта была определена по правилу А. Железняка. При  $\rho_b = \rho_c$  и  $H \geq d$  первое приближение дает мощность пласта с погрешностью не более 10%. При  $H < d$  погрешность оказывается существенно больше (до 100% и более). В этом случае по графику, приведенному на фиг. 4, определялась ордината, соответствующая мощности пласта, полученной в первом приближении. Мощность пласта во втором приближении определялась по ширине «пика» на высоте ее, равной ординате, которая была определена по графику фиг. 4. Погрешность определения мощности пласта во втором приближении, как правило, не превышает 30% даже при  $H < d$ .

При  $\rho_b = 10\rho_c$  погрешности первого приближения оказались существенно выше. В этом случае при  $H = 2d$  мощность пласта определяется с погрешностью 25—40%, а при  $H = d$  до 70%.

Погрешность второго приближения в обоих случаях не превышала 20%.

Заметим, что для определения мощности пласта с указанной точностью необходимо, чтобы  $L > 4 \div 6H$ .

#### Влияние расстояния между сближенными электродами на форму кривой $KC$

Известно, что расстояние между сближенными электродами градиент-зонда нельзя брать слишком большим во избежание искажения результатов измерений. Можно полагать, что величина максимального допустимого расстояния  $MN$  зависит от параметров исследуемого разреза.

Для уточнения этого вопроса нами были произведены некоторые измерения. Для пластов мощностью  $0,5 d$ ,  $1d$  и  $2d$  с  $\rho_b = 100\rho_c$  и  $\rho_n = 10\rho_c$  при  $\rho_b = \rho_c$  были получены кривые  $KC$  с зондами длиной  $16d$  и  $20d$  при расстояниях  $MN$ , изменяющихся от  $0,25 d$  до  $2d$ . Некоторые из этих кривых приведены на фиг. 5а, б. Кроме того, были построены графики зависимости отношения  $\rho_{\max}/\rho_c$ , наблюдаемого при данном  $MN$ , к предельному значению этой величины, получающемуся при  $MN \rightarrow 0$ , от отношения величины  $MN$  к мощности пласта (фиг. 6).

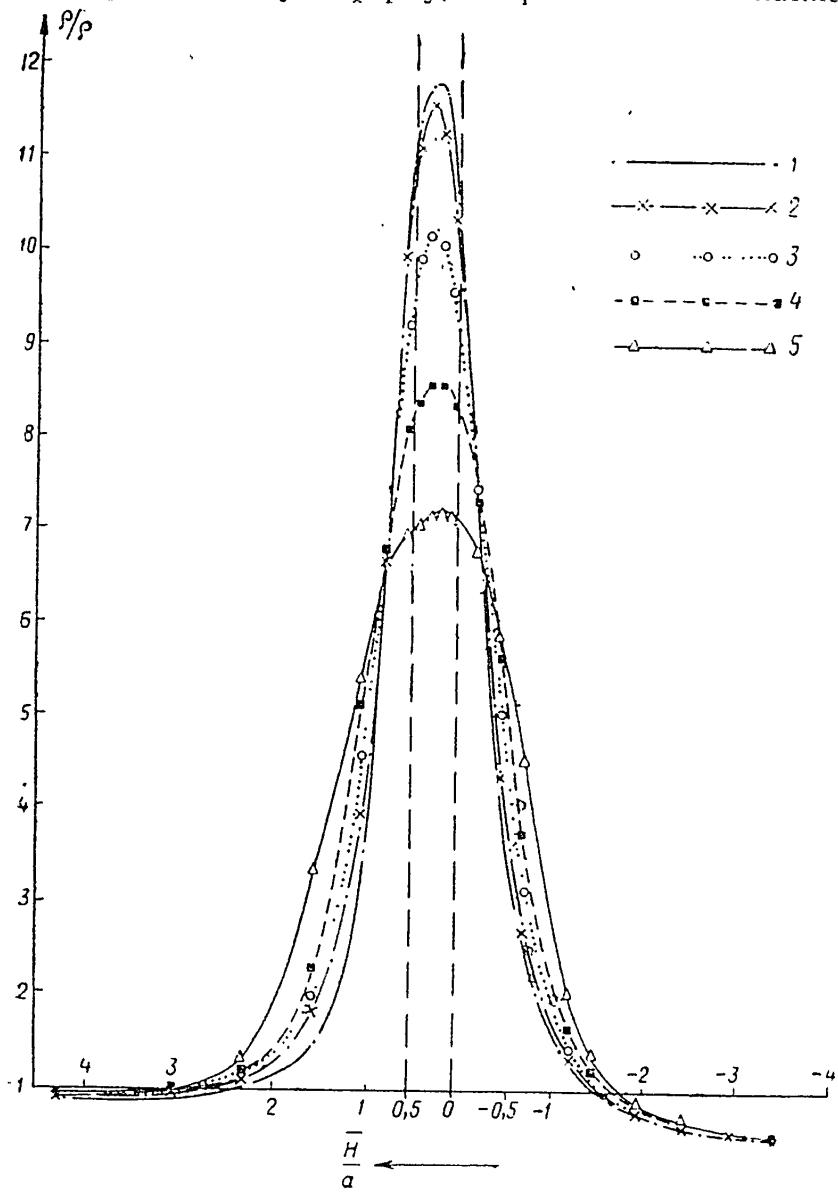
Из рассмотрения этих кривых можно заключить следующее.

1. По мере увеличения расстояния  $MN$  максимальное значение  $\rho$  снижается. Однако даже пласти небольшой мощности (до  $0,5 d$ ) отмечаются на кривых  $KC$  значительными пиками даже при  $MN \geq 4H$ .

2. При одном и том же расстоянии  $MN$  значение максимальных значений  $\rho$  кривых  $KC$  тем больше, чем больше мощность пласта.

3. При расстояниях  $\overline{MN} = H$  занижение максимальных значений  $\varrho$  не превышает 10% (при условии, что  $H \leq 0,5 d$ ).

4. По мере увеличения расстояния  $\overline{MN}$  кривая  $KC$  приобретает более расплывчатую форму, ширина пика в нижней части



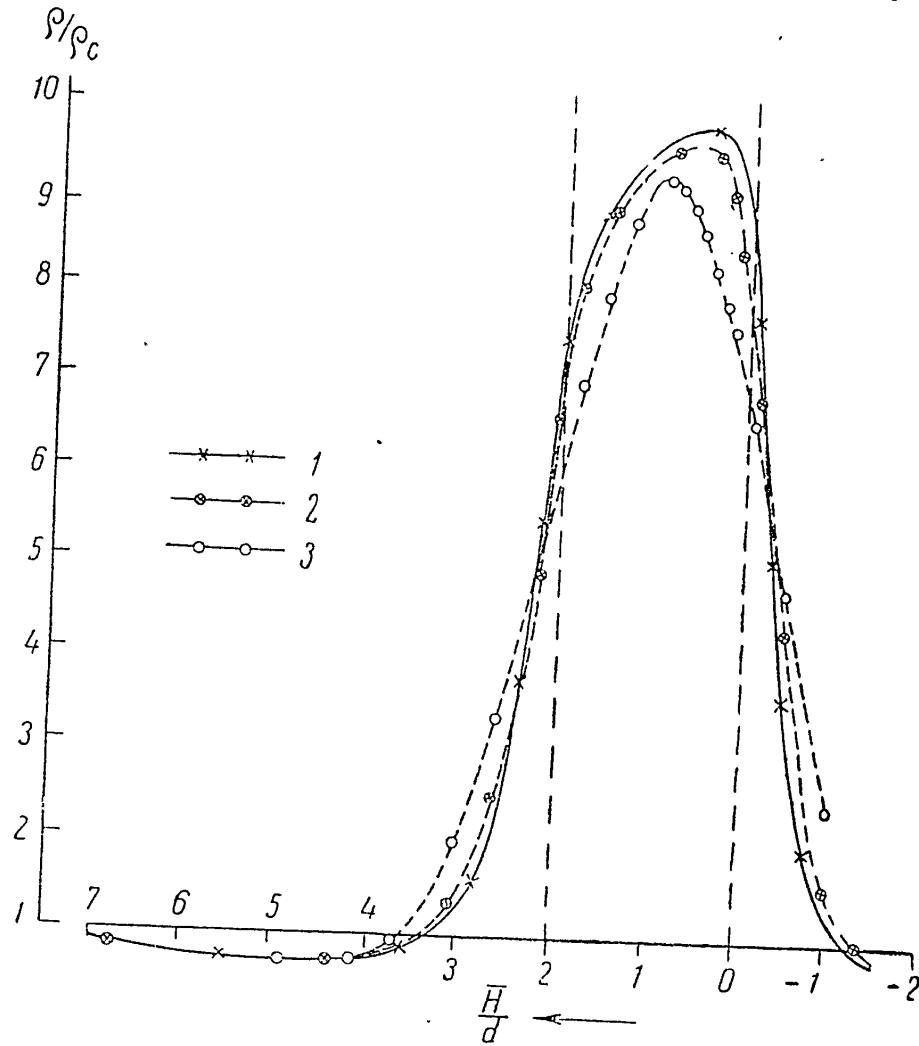
Фиг. 5а. Изменение формы кривой  $KC$  в зависимости от величины расстояния  $\overline{MN}$ .

$$H = 0,5 d; \varrho_{\pi} = 100 \varrho_c; \varrho_b = \varrho_c; L = 16 d.$$

- 1 —  $\overline{MN} = 0,25 d = 0,5 H$ ; 2 —  $\overline{MN} = 0,5 d = H$ ; 3 —  $\overline{MN} = d = 2H$ ;  
4 —  $\overline{MN} = 1,5 d = 3H$ ; 5 —  $\overline{MN} = 2d = 4H$ .

значительно увеличивается, а значение  $\varrho_{\max}$ , как уже указывалось, снижается. Кроме того, по мере увеличения расстояния  $\overline{MN}$  уменьшается  $\gamma$ , т. е. кривая  $KC$  приобретает более симметричную форму. Это особенно хорошо видно из приведенных на фиг. 5б

кривых  $KC$  для пласта с  $H = 2d$ ,  $\rho_n = 100\rho_c$ ,  $\rho_b = \rho_c$ , снятых зондом с  $\overline{AO} = 16d$ . Здесь кривая  $KC$ , явно асимметричная при расстоянии  $\overline{MN} = 0,25 d = 0,125 H$ , при увеличении расстояния  $\overline{MN}$  до  $2d$  ( $\overline{MN} = H$ ) приобретает вполне симметричную форму. При



Фиг. 5б. Изменение формы кривой  $KC$  в зависимости от величины расстояния  $\overline{MN}$ .

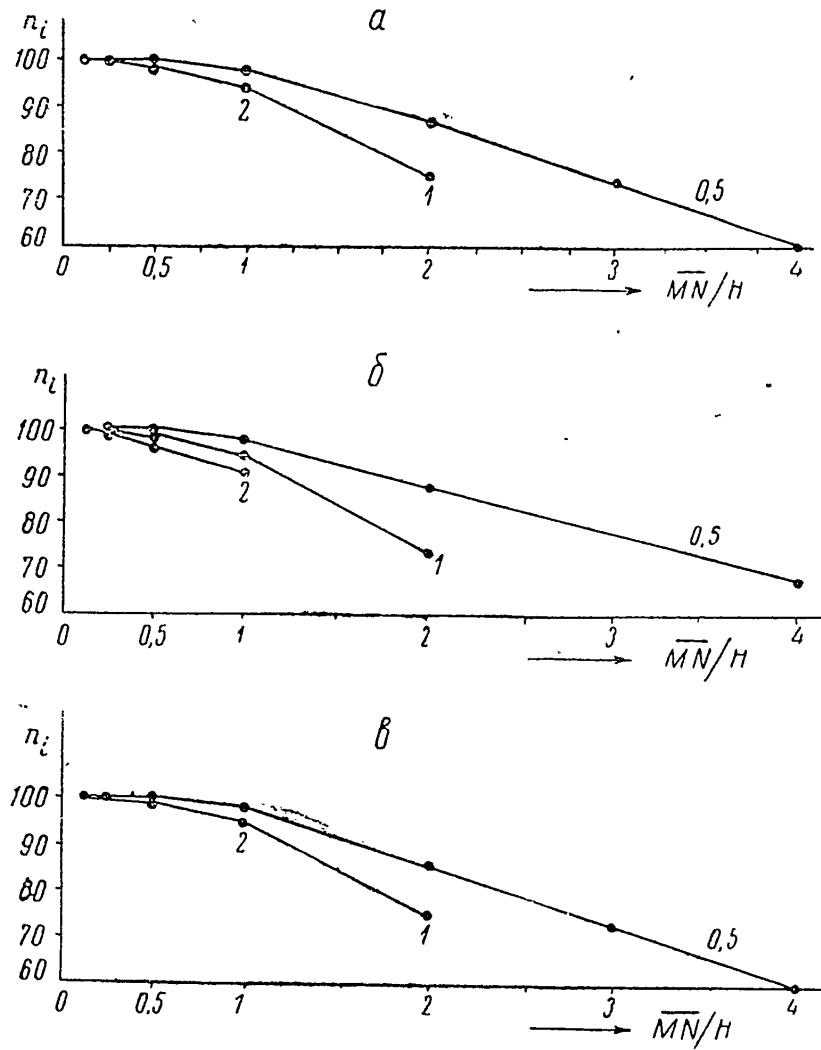
$$H = 2d; \rho_n = 100\rho_c; \rho_b = \rho_c; L = 16d.$$

$$1 - \overline{MN} = 0,25 d = 0,125 H; 2 - \overline{MN} = d = 0,5 H; 3 - \overline{MN} = 2d = H.$$

этом точка  $\varrho_{\max}$  располагается над серединой пласта и спад кривой от точки  $\varrho_{\max}$  к значению  $\varrho$  против вмещающих пород более пологий.

Приведенные данные не являются исчерпывающими по этому вопросу, для этого имеющегося материала недостаточно. Однако из сказанного можно заметить, что если  $\overline{MN} \leq 0,5 H$ , то снижение максимальных значений  $\varrho$  не превышает 5% и форма кривой  $KC$

не претерпевает заметных изменений. Все сказанное в этом разделе справедливо, конечно, лишь при условии, что расстояние  $\overline{MN}$  достаточно мало по сравнению с  $\overline{AO}$ .



Фиг. 6. Графики зависимости

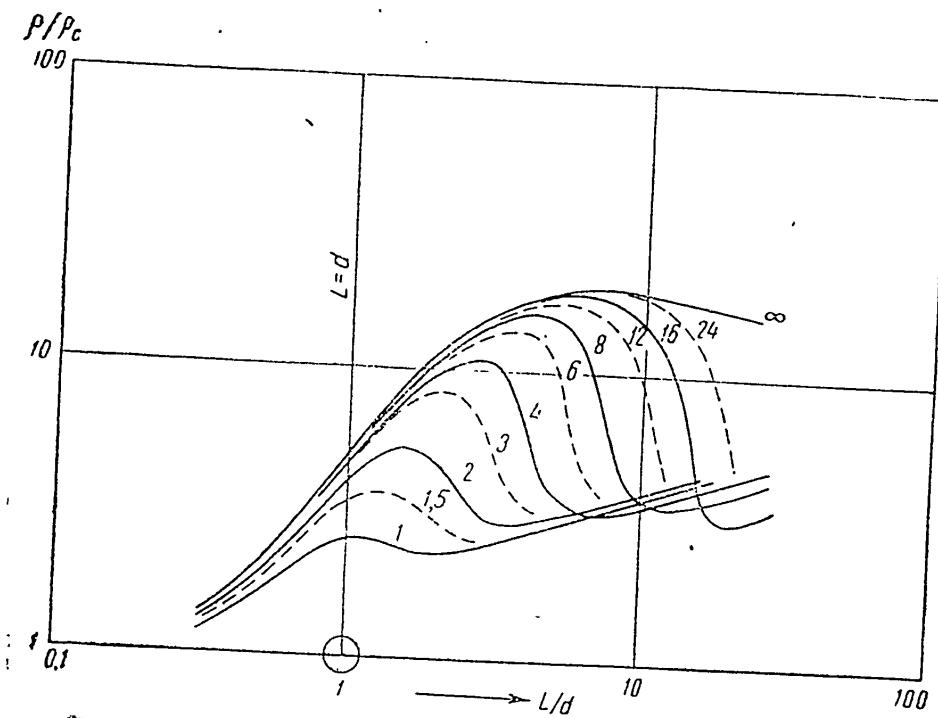
$$n_i = f\left(\frac{\overline{MN}}{H}\right), \text{ где } n_i = \frac{\varrho_{\max}|_{\overline{MN}=i}}{\varrho_{\max}|_{\overline{MN}=0,25d}} \cdot 100\%; i = 0,5d; d; 1,5d; 2d;$$

$$\varrho_b = \varrho_c. \text{ Шифр кривых } \frac{II}{d}.$$

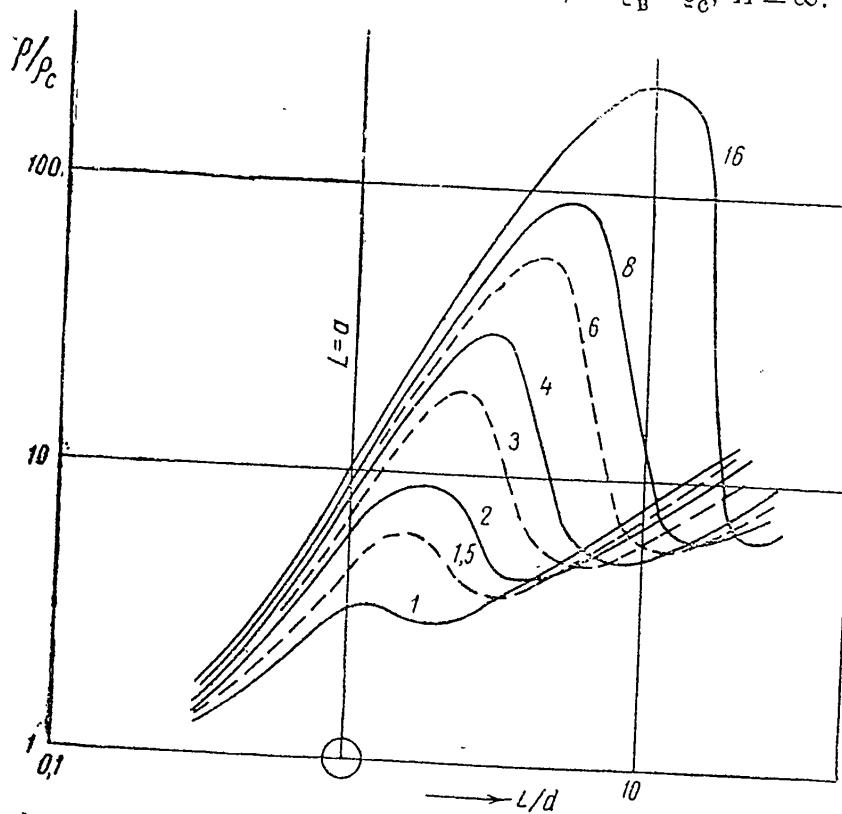
$$a - \varrho_n = 100\varrho_c; L = 16d; \delta - \varrho_n = 10\varrho_c; L = 16d; \sigma - \varrho_n = 100\varrho_c; L = 20d.$$

#### МАКСИМАЛЬНЫЕ КРИВЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ

Некоторые кривые зондирования, полученные в результате сеточного моделирования, приведены на фиг. 7а—в. Сплошными линиями вычерчены кривые, полученные путем измерений на модели, пунктиром — полученные путем интерполяции.



Фиг. 7а. Максимальные кривые зондирования  $\rho_{\text{п}} = 10\rho_c$ ;  $\rho_b = \rho_c$ . Шифр кривых  $h$ .  
Знаком  $\infty$  отмечена кривая для поверхности раздела: пласт с  $\rho_{\text{п}} = 10\rho_c$ ;  $H = \infty$ ; вмещающая среда с  $\rho_b = \rho_c$ ;  $H = \infty$ .

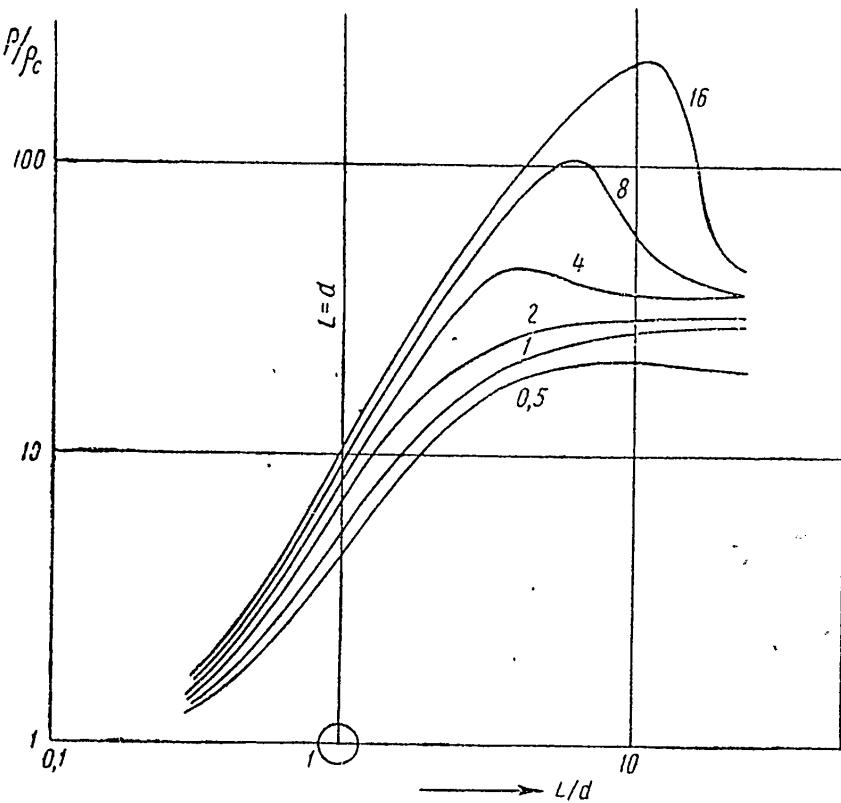


Фиг. 7б. Максимальные кривые зондирования  $\rho_{\text{п}} = 100\rho_c$ ;  $\rho_b = \rho_c$ . Шифр кривых  $h$ .

6\*

Как видно из приведенных графиков, форма кривых зондирования зависит от удельного сопротивления пласта, вмещающих пород и бурового раствора, заполняющего скважину, а также от мощности пласта.

Из приведенных кривых зондирования более резкую форму с большей амплитудой экстремальных точек имеют кривые, соответствующие (при прочих равных условиях) максимальному



Фиг. 7в. Максимальные кривые зондирования  
 $\rho_{\text{п}} = 100 \rho_c$ ;  $\rho_{\text{в}} = 10 \rho_c$ . Шифр кривых  $h$ .

отношению удельного сопротивления пласта к удельному сопротивлению вмещающих пород. Это отмечается на кривых, полученных при  $\rho_{\text{в}} = \rho_c$  и имеющих экстремальные точки при  $H \geq d$ .

Более плавную форму имеют кривые, полученные для пластов с теми же параметрами, но помещенные в среду с удельным сопротивлением  $\rho_{\text{в}} = 10 \rho_c$  (т. е. с меньшим отношением  $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{в}}$ ). В этом случае экстремумы появляются только на кривых, соответствующих  $H \geq 4d$ .

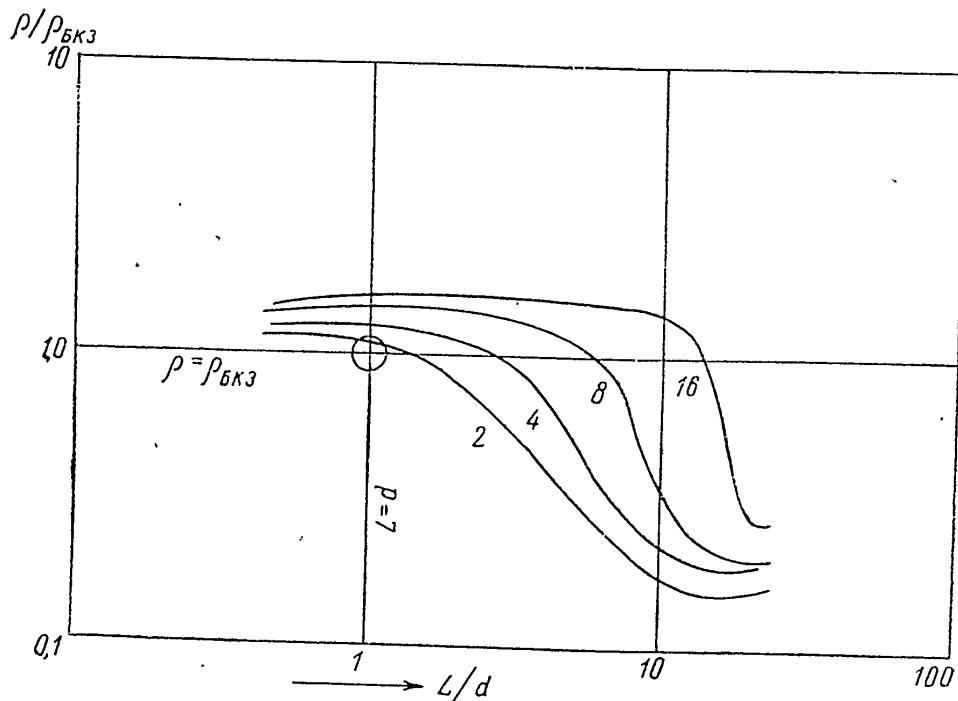
Амплитуда экстремальных значений кривых зондирования находится в прямой зависимости от отношений  $H/d$ ,  $\rho_{\text{п}}/\rho_c$ ,  $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{в}}$ .

На основании кривых зондирования, построенных по результатам измерений на электрической модели и частично по данным фактического зондирования в скважинах, получены некоторые приводимые ниже выводы.

Проверка по  
формуле, со-  
впадающей

### Превышение левой части максимальной кривой зондирования над кривой БКЗ

Известно, что при малой длине зонда относительно мощности пласта максимальное значение  $\rho$  на кривых зондирования (для пластов ограниченной мощности) больше значения  $\rho$ , рассчитанного для пласта с таким же  $\varrho_{ii}$ , но неограниченной мощности. Это превышение уменьшается с уменьшением удельного сопротивления и мощности пласта.



Фиг. 8. Графики зависимости относительного превышения  $\rho/\rho_{БКЗ}$  максимальной кривой зондирования над кривой БКЗ от длины зонда.

$$\varrho_{ii} = 100\varrho_c; \varrho_b = 10\varrho_c. \text{ Шифр кривых } h.$$

Будем рассматривать зависимость этого превышения от параметров разреза и от длины зонда ( $L/H$ ).

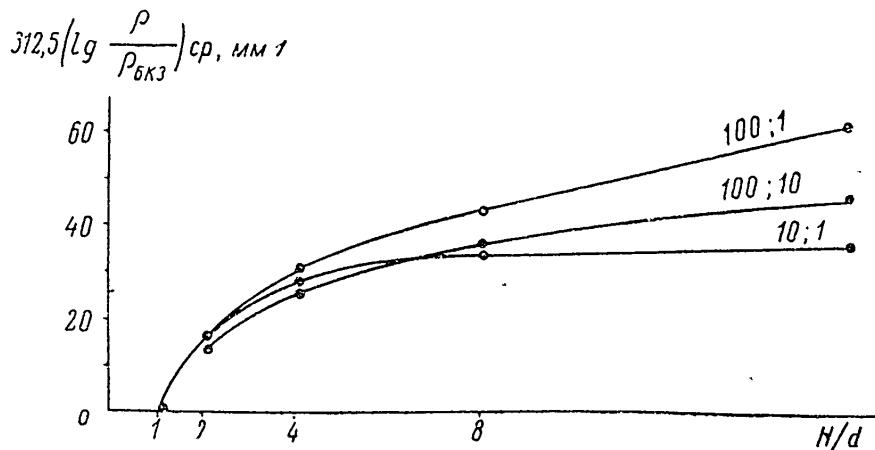
На фиг. 8 приведены графики зависимости относительного превышения  $\rho/\rho_{БКЗ}$  от длины зонда при различной мощности пласта для случая  $\varrho_{ii} = 100\varrho_c$ ,  $\varrho_b = 10\varrho_c$  ( $\rho_{БКЗ}$  нами обозначено какущееся сопротивление, наблюдаемое против пласта с таким же удельным сопротивлением, но бесконечной мощности).

На фиг. 9 показаны графики зависимости  $\rho/\rho_{БКЗ}$  от мощности пласта. По оси ординат отложены усредненные значения превышений в миллиметрах, снятые с палеток, и умноженные на 5, т. е. величины  $312,5 \left( \lg \frac{\rho}{\rho_{БКЗ}} \right)_{ср}$  мм.

Рассмотрение этих кривых, а также палеток, приведенных на фиг. 8, и сопоставление этих данных с материалами, полученными в полевых условиях, позволяют заметить следующее.

1. При достаточно малых размерах зонда максимальная кривая зондирования располагается почти параллельно кривой БКЗ до точек, близких к точке ее пересечения с кривой БКЗ. Таким образом при достаточной мощности пласта, когда имеется значительный участок кривой зондирования левее пересечения с кривой БКЗ, превышение можно считать не зависящим от размеров зонда.

2. При прочих равных условиях превышение находится в прямой зависимости от мощности пласта; с ее увеличением нарастает приближение графика к некоторой асимптоте (фиг. 9).



Фиг. 9. Графики зависимости усредненного относительного превышения  $\varrho/\varrho_{BKZ}$  максимальной кривой зондирования над кривой БКЗ от мощности пласта.

Шифр кривых  $\varrho_p/\varrho_c$ :  $\varrho_B/\varrho_c$ .

3. Это превышение находится в прямой зависимости от удельного сопротивления пласта (при прочих равных условиях).

4. При  $\varrho_p = \text{const}$  превышение находится в обратной зависимости от сопротивления вмещающих пород.

Графикам, приведенным на фиг. 9 и 10, следует придавать сугубо иллюстративное значение в связи с недостаточной точностью определения превышений графическим путем.

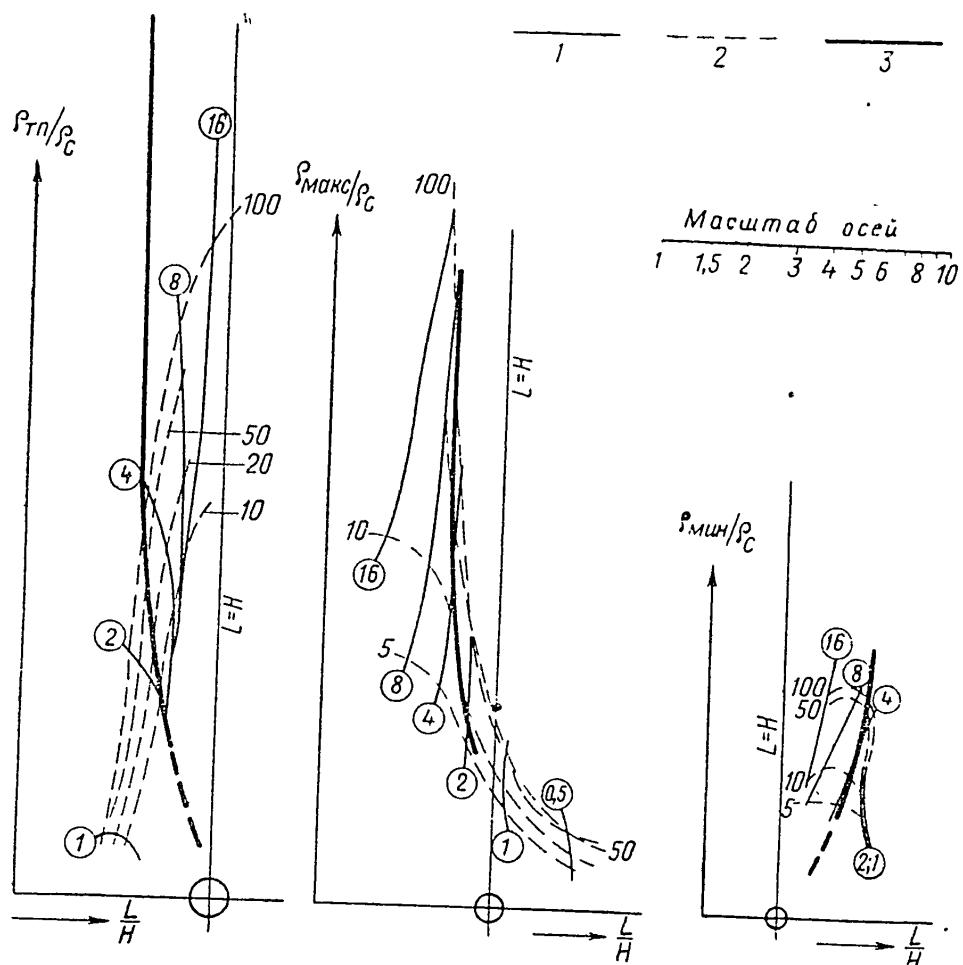
#### Геометрические места характерных точек максимальных кривых зондирования

Положение характерных точек максимальных кривых зондирования (точки пересечения, максимума и минимума) зависит от мощности пласта, от соотношения между сопротивлениями пласта, бурового раствора вмещающих пород и от отношения длины зонда к мощности пласта.

Кривые, определяющие геометрические места характерных точек, впервые приведены на палетке ТП-1.

Эта применяемая до сих пор палетка была составлена на основании расчета по приближенным формулам для пласта бесконечно большого сопротивления и по данным расчета без учета влияния

скважины, а также частично по данным измерений на модели. В настоящее время на основании полученных сеточным моделированием максимальных кривых зондирования представляется возможным несколько уточнить положение геометрических мест характерных точек и до некоторой степени установить пределы применимости палетки ТП-1.



Фиг. 10. Геометрические места характерных точек максимальных кривых зондирования.

1 —  $h = \text{const}$ ; 2 —  $e_{\pi}/e_c = \text{const}$ ; 3 — кривые ТП-1. Цифры у кривых обозначают  $h$  и  $e_{\pi}/e_c$ .

На фиг. 10 приведены геометрические места точек пересечения (ТП), точек максимума и минимума максимальных кривых зондирования для случая  $\varrho_b = \varrho_c$ .

Для сравнения здесь же жирными линиями нанесены кривые, снятые с палетки ТП-1. Для  $\varrho_b = 10\varrho_c$  палетки не строились из-за недостатка данных.

Эти палетки представляют собой семейства кривых при  $h = \text{const}$  и  $\varrho_{\pi}/\varrho_c = \text{const}$ , они вычерчены в координатной системе  $L/H$  и  $\varrho_{\text{хрк}}/\varrho_c$ , где  $\varrho_{\text{хрк}}$  — ордината характерных точек той или иной палетки.

Из рассмотрения панелок можно сделать некоторые выводы.

**А. Точки пересечения (ТП).** 1. С уменьшением  $\varrho_p/\varrho_c$  абсцисса точки пересечения, как правило, увеличивается — «точка пересечения перемещается вправо».<sup>1</sup>

2. С увеличением мощности пласта ( $H/d$ ) влияние удельного сопротивления пласта на абсциссу точки пересечения уменьшается и точки пересечения стремятся к предельной кривой для очень большой мощности пластов.

Так, уже при  $H = 16d$  увеличение сопротивления пласта свыше  $20\varrho_c$  почти не меняет абсциссы точки пересечения и кривая геометрических мест точек пересечения асимптотически приближается к прямой, параллельной оси ординат и имеющей абсциссу  $L \approx 0,9H$ .

3. Ордината точки пересечения ( $\varrho_{ти}/\varrho_c$ ), естественно, находится в прямой зависимости от удельного сопротивления пласта. Эта зависимость уменьшается с уменьшением мощности пласта.

**Б. Точка максимума.** 1. С уменьшением мощности пласта сравнительно с диаметром скважины максимум кривых зондирования смещается в сторону больших зондов<sup>1</sup>.

При большой мощности пласта ( $H > 2d$ ) влияние изменения мощности пласта на абсциссу точки максимума тем меньше, чем больше сопротивление пласта.

2. При достаточно большом удельном сопротивлении пласта ( $\varrho_p > 50\varrho_c$ ) абсцисса точки максимума почти не зависит от мощности пласта, если исключить из рассмотрения кривые зондирования для пластов с  $H < 4d$ .

3. Влияние изменения мощности пласта на ординату точки максимума ( $\varrho_{макс}/\varrho_c$ ) кривой зондирования тем больше, чем больше его удельное сопротивление.

4. При малой мощности пластов ( $H < 2d$ ) изменение мощности пласта вызывает смещение абсциссы максимума, приблизительно пропорциональное изменению мощности пласта. При этом смещение абсциссы максимума мало зависит от удельного сопротивления пласта.

5. С увеличением  $\varrho_p/\varrho_c$  абсциссы точек максимума смещаются вправо. Но при пластах малой мощности изменение удельного сопротивления пласта не вызывает существенного изменения абсциссы точки максимума. Так, например, для пластов, мощность которых не превышает двух диаметров скважины, изменение удельного сопротивления пласта от  $5\varrho_c$  до  $100\varrho_c$  (в 20 раз) практически не изменяет абсциссы максимума кривой зондирования.

6. Величина  $\varrho_{макс}/\varrho_c$  находится в прямой зависимости от удельного сопротивления пласта. Эта зависимость уменьшается с уменьшением мощности пласта и при пластах мощностью не более 1—2 диаметров скважины можно с достаточной для практики точностью

<sup>1</sup> Комаров С. Г. Каротаж по методу сопротивлений. Интерпретация. Гостоптехиздат, 1950.

считать влияние  $\varrho_n/\varrho_c$  на величину  $\varrho_{\max}/\varrho_c$  настолько малым, что им можно пренебречь.

Учитывая ход кривых геометрических мест максимумов кривых зондирования при больших значениях удельного сопротивления пласта, можно предположить, что кривые для  $\varrho_n=50\varrho_c$  и  $\varrho_n=100\varrho_c$  при  $H \leq 2d$ , повидимому, являются предельными; однако ввиду недостаточного количества данных (только две кривые) этот вывод в дальнейшем подлежит уточнению.

**В. Точки минимума.** 1. Чем меньше мощность пласта ( $\varrho_n = \text{const}$ ), тем больше длина зонда ( $L/H$ ), при которой получается минимум кривой зондирования.

При мощности пласта порядка 2—4 диаметров скважины длина зонда, при которой получается минимум кривой зондирования, достигает величины, приблизительно равной удвоенной мощности пласта. Дальнейшее уменьшение мощности пласта, повидимому, не вызывает заметного изменения абсциссы минимума кривой зондирования.

При больших мощностях пласта (свыше  $16d$ ) дальнейшее увеличение мощности пласта также не вызывает изменения абсциссы минимума кривой зондирования. Заметим, что этот вывод за недостатком данных требует уточнения. Можно, однако, считать, что при мощных пластах абсцисса минимума кривой зондирования во всяком случае будет иметь значение, не меньшее  $1 \div 1,1$ , даже в том случае, когда удельное сопротивление пласта близко по величине к удельному сопротивлению бурого раствора.

Сказанным приблизительно определяются пределы изменения абсциссы минимума кривых зондирования в зависимости от изменения мощности пласта.

2. С уменьшением удельного сопротивления пласта абсцисса минимума кривой зондирования также несколько уменьшается. Однако изменение удельного сопротивления пласта оказывает слабое влияния на величину абсциссы минимума.

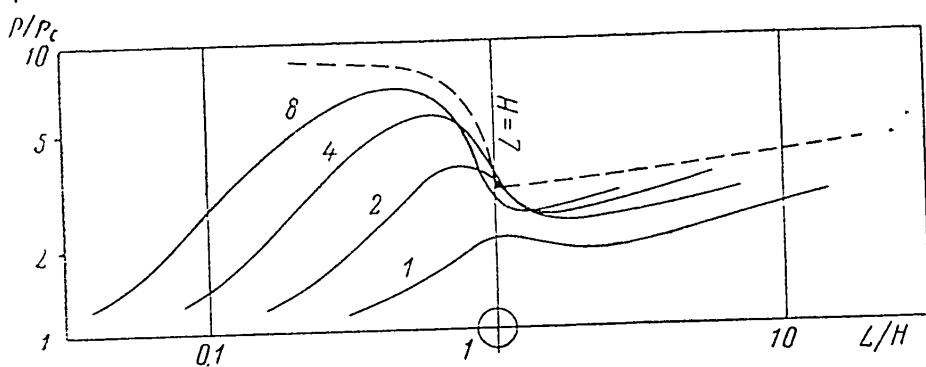
3. Величина  $\varrho_{\min}/\varrho_c$  находится в прямой зависимости от  $\varrho_n/\varrho_c$ . Изменение мощности пласта мало влияет на величину  $\varrho_{\min}/\varrho_c$ . Максимальные кривые зондирования имеют, как правило, весьма плоский изгиб у точки минимума, поэтому следует иметь в виду, что кривые геометрических мест минимумов кривых зондирования имеют меньшую точность, чем другие кривые геометрических мест характерных точек.

Рассмотренные семейства кривых располагаются поблизости с соответствующими кривыми палетки ТП-1. Однако следует иметь в виду, что геометрические места характерных точек кривых зондирования располагаются не на одной кривой, как это следует из палетки ТП-1, а в пределах некоторой полосы, и положение их в координатной системе  $L/H$ ,  $\varrho_{\text{хр}}/\varrho_c$  является функцией параметров разреза (электрических и геометрических).

Сопоставление правых ветвей максимальных кривых зондирования с палеткой ТП-2<sup>1</sup>

На фиг. 11а, б показаны максимальные кривые зондирования для пластов различной мощности (от  $d$  до  $8d$ ). Эти кривые собраны в семейства для случаев  $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{c}} = 5$  и 50 при  $\rho_{\text{в}} = \rho_{\text{с}}$ . По оси абсцисс отложены отношения длины зонда к мощности пласта.

Там же нанесены (пунктиром) соответствующие максимальные кривые зондирования из палетки ТП-2, рассчитанные, как известно, без учета влияния скважины.



Фиг. 11а. Сопоставление модельных максимальных кривых зондирования (сплошные линии с соответствующей кривой палетки ТП-2 (пунктир).

$\rho_{\text{п}} = 5\rho_{\text{c}}$ ;  $\rho_{\text{в}} = \rho_{\text{с}}$ . Шифр кривых  $H/d$ .

В результате сопоставления этих кривых можно сделать следующие выводы.

1. Если мощность пласта меньше 2—4 диаметров скважины, влияние последней вызывает настолько сильное занижение модельной кривой зондирования относительно кривой зондирования палетки ТП-2, что, как показывает сравнение, в этом случае палетку ТП-2 следует считать не применимой для практических целей.

2. По мере увеличения мощности пласта сравнительно с диаметром скважины влияние последней уменьшается.

Правые части правых ветвей кривых зондирования (соответствующие зондам большой длины) приближаются при этом к соответствующим кривым палетки ТП-2 и тем больше, чем больше мощность пласта ( $H/d$ ) и в некоторой мере чем больше его удельное сопротивление.

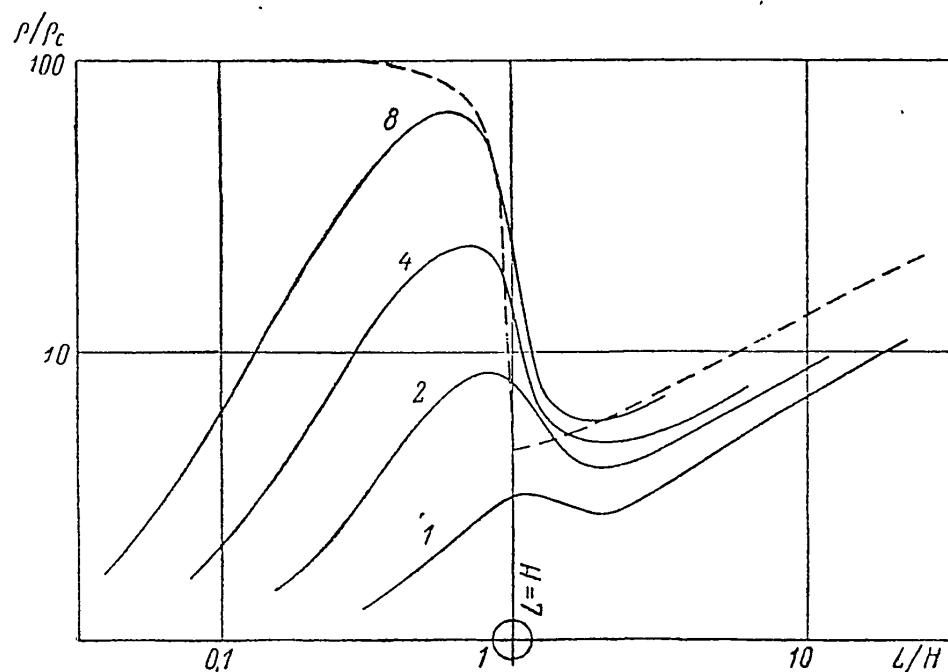
При этом левые части правых ветвей кривых зондирования вследствие влияния скважины оказываются завышенными по сравнению с соответствующими участками кривых палетки ТП-2.

Это превышение тем больше, чем больше мощность пласта и его удельное сопротивление. Таким образом, при достаточно

<sup>1</sup> Правой ветвью кривой зондирования условимся считать участок ее, ограниченный слева абсциссой  $L = H$ .

больших значениях отношений  $H/d$  и  $\rho_n/\rho_c$  правая часть правой ветви кривой зондирования оказывается настолько близкой к кривой палетки ТП-2, что влиянием скважины можно пренебречь.

Это подтверждается совпадением правых ветвей максимальных кривых зондирования с соответствующими кривыми палетки ТП-2 при  $H = 8d$ ,  $\rho_n = 100\rho_c$  и  $\rho_p = 50\rho_c$  уже при  $L \approx 2H$ .



Фиг. 11б. То же, что и фиг. 11а.  
 $\rho_n = 50\rho_c$ ;  $\rho_v = \rho_c$ . Шифр кривых  $H/d$ .

3. Если модельные кривые зондирования для пластов с различными  $\rho_n/\rho_c$  и  $h$ , помещенных в среду с  $\rho_v = 10\rho_c$ , сравнить с соответствующими кривыми палетки ТП-2, то окажется, что в этом случае расхождение между ними еще больше, чем при  $\rho_v = \rho_c$ , как уже указывалось С. Г. Комаровым<sup>1</sup>. Графическое сравнение для этого случая не приводится, так как сказанное легко подтверждается совместным рассмотрением палетки ТП-2 и модельных кривых зондирования.

Таким образом, при использовании палетки ТП-2 для интерпретации необходимо учитывать, что погрешность получаемых при этом результатов будет возрастать с уменьшением отношений  $H/d$ ;  $\rho_c/\rho_v$  и  $\rho_n/\rho_c$ .

<sup>1</sup> Комаров С. Г. Каротаж по методу сопротивлений. Интерпретация. Гостоптехиздат, 1950.

*Г. В. Береза, А. И. Слуцковский, М. К. Поликов*

## ЧАСТОТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение частотных спектров колебаний, вызванных различными волнами, возникающими при взрыве (отраженными, преломленными, поверхностными и другими), представляет большой теоретический и практический интерес.

1. При проведении сейсморазведочных работ большую помощь в выделении отраженных волн на фоне помех оказывает частотная селекция, осуществляемая при помощи специальных фильтров. Частотная селекция использует различия в частотных спектрах полезных волн и волн-помех для того, чтобы уменьшить интенсивность помех по сравнению с интенсивностью полезных волн. Изучение частотного состава полезных волн и волн-помех в различных геологических условиях должно дать исходные данные для проектирования наиболее рациональных частотных характеристик сейсмозаписывающего канала.

2. При проведении сейсморазведочных работ установлена тесная зависимость качества получаемого первичного материала от условий возбуждения, которые зачастую являются решающим фактором, определяющим возможность применения сейсмического метода разведки в изучаемом районе.

До настоящего времени не существует теории, которая объясняла бы достаточно полно указанную выше зависимость. Поэтому в каждом разведочном районе приходится опытным путем подбирать наилучшие условия взрыва, варьируя глубины скважин, величины зарядов и т. д. Такой подбор не всегда приводит к желаемым результатам, причем причины получения того или иного результата остаются неясными. Назрела необходимость всестороннего изучения вопроса о влиянии условий возбуждения на характер получаемых записей. Очевидно, необходимо производить изучение частотного состава упругого импульса, возникающего при взрыве, частотного состава отраженных и преломленных волн, изучение зависимости частотного состава упругого импульса взрыва и различных волн от условий возбуждения.

3. При проведении морских сейсморазведочных работ большое препятствие для выделения полезных волн представляют особые помехи, получившие название сейсмической реверберации. Физи-

ческая природа этих волн до сих пор не выяснена, что мешает разработке наиболее эффективных средств для их подавления. Установлено наличие связи между интенсивностью сейсмической реверберации, с одной стороны, и количеством вторичных ударов, с другой стороны. Установлено также наличие связи между сейсмической реверберацией и характером донных осадков или литологией коренных пород, слагающих морское дно. Характер этих связей до сих пор не ясен. Изучение частотного состава волн, создаваемых вторичными ударами, реверберационных помех и полезных волн в различных условиях окажет помощь в выяснении физической природы реверберации.

4. Большой научный интерес представляет сравнительное изучение частотных спектров различных сейсмических волн (отраженных и преломленных от различных горизонтов, прямых, диффузных и т. д.) для выяснения зависимости формы колебаний, вызванных этими волнами, от различных физических параметров пород, слагающих земную кору.

Этот вопрос до настоящего времени изучен мало, хотя он может открыть новые пути интерпретации сейсмических наблюдений для геометрического изучения тех или иных структур, а также для литологической характеристики.

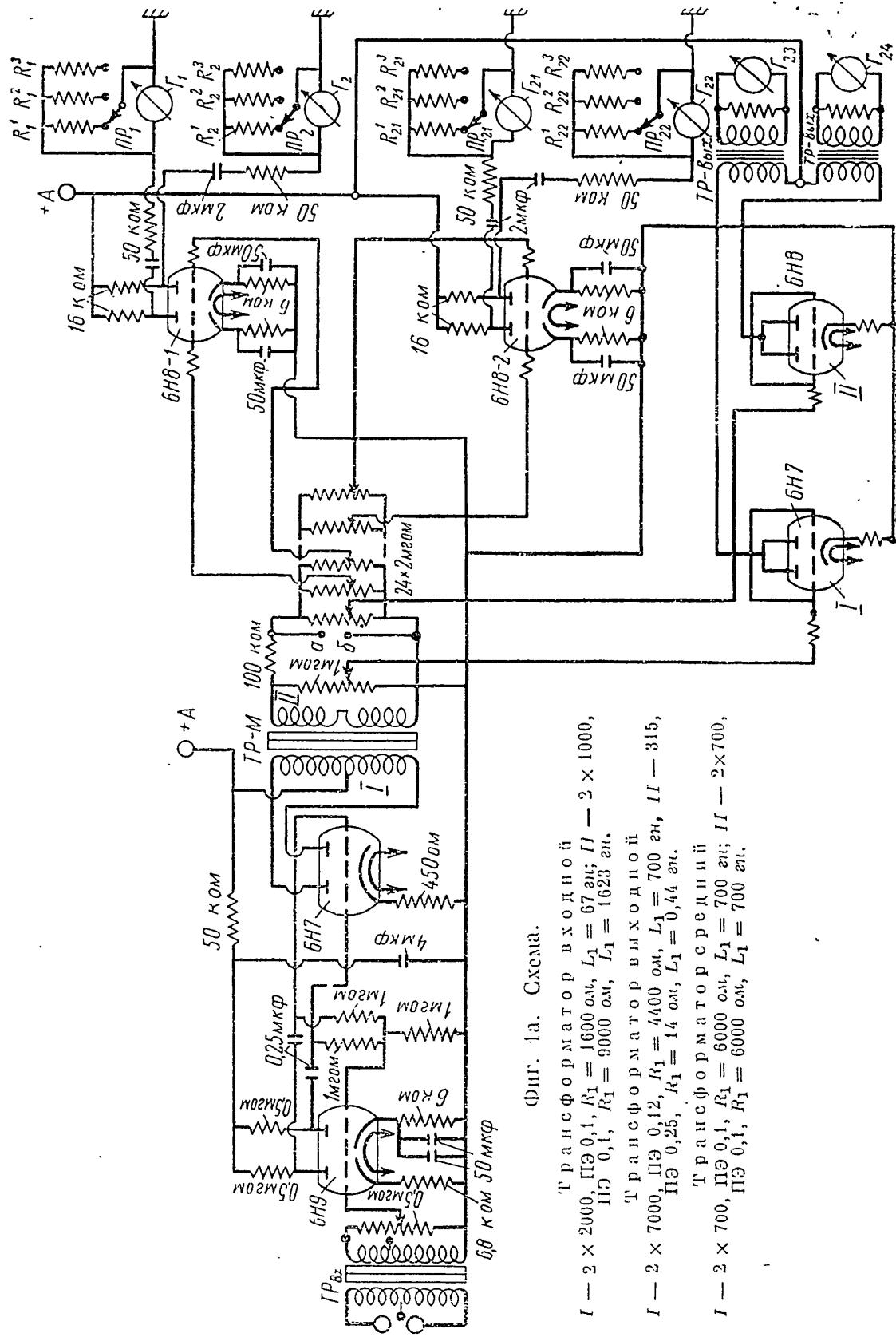
Приведенный перечень задач, для решения которых необходимо изучение частотного состава сейсмических волн, далеко не является исчерпывающим, однако полностью обосновывает необходимость постановки работ по частотному анализу.

С 1947 по 1950 г. сейсмическая лаборатория НИИГР провела первые опыты по частотному анализу [1, 3, 4, 5], целью которых являлось получение исходных данных, необходимых для проектирования специальной аппаратуры частотного анализа. Было получено первое, весьма приближенное представление о частотном составе различных сейсмических волн. Один из этих опытов [4] позволил разработать частотные характеристики усилителя морской сейсморазведочной станции на основании сопоставления частотных спектров отраженных волн и реверберационных помех. В 1951—1952 гг. была создана специальная аппаратура для полевого приближенного частотного анализа сейсмических колебаний и разработана методика полевых наблюдений с этой аппаратурой, описание которых и посвящается настоящая работа.

### АППАРАТУРА

Теоретически показано [5, 6], что если на вход нескольких острорезонансных систем, имеющих различные собственные частоты ( $f_1$ ,  $f_2$ ,  $f_3$  и т. д.) и весьма малые коэффициенты затухания ( $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  и т. д.), подать кратковременный импульс  $f(t)$ , длительность которого в несколько раз меньше длительности собственных колебаний этих систем<sup>1</sup>, то соотношение амплитуд собственных

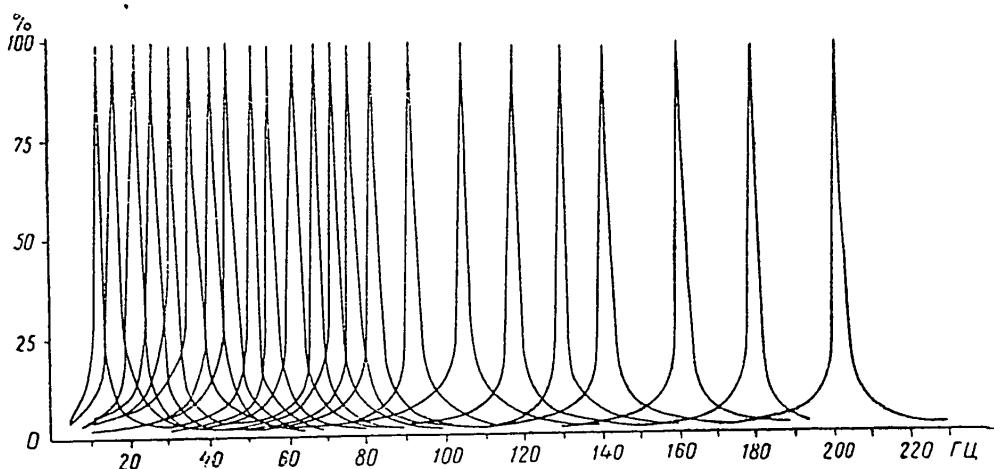
<sup>1</sup> Под длительностью собственных колебаний понимается, как это принято во всей радиотехнической литературе, время, в течение которого амплитуда собственных колебаний уменьшается в 10 раз.



П  
Х  
р  
д  
р  
г  
а  
п  
н  
в  
м  
с  
п  
д  
и  
л  
а  
п  
д  
и

колебаний на выходах острорезонансных систем после прекращения импульса  $f(t)$  на входе будет с некоторым приближением равно соотношению составляющих частотного спектра этого импульса. Чем меньше длительность исследуемого импульса  $f(t)$  по сравнению с длительностью собственных колебаний острорезонансных систем, тем точнее получаемый приближенный частотный спектр будет соответствовать истинному.

Основой аппаратуры для частотного анализа сейсмических колебаний является набор из 24 слабо затушенных гальванометров, каждый из которых имеет свою собственную резонансную частоту и весьма малый коэффициент затухания<sup>1</sup>.



Фиг. 16. Частотная характеристика гальванометров, настроенных на полосу пропускания 1 гц.

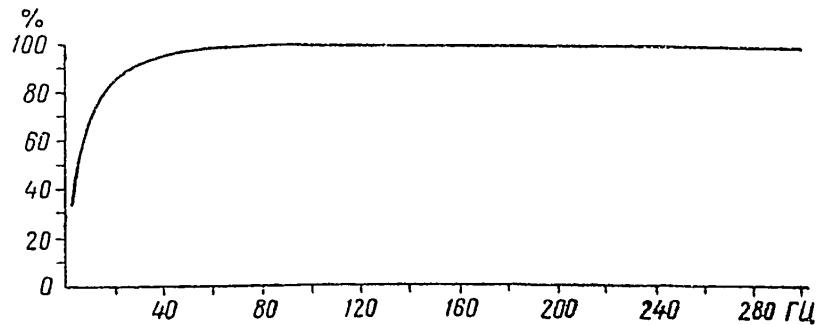
Собственные частоты всех 24 гальванометров распределены по сейсмическому диапазону частот от 10 до 200 гц. Частотная характеристика каждого гальванометра представляет собой острорезонансную кривую с весьма узкой полосой пропускания. Исследуемое сейсмическое колебание усиливается специальным широкополосным усилителем и подается одновременно на все 24 гальванометра.

При частотном анализе сейсмических колебаний на профиле применяется обычная расстановка сейсмоприемников, включенных на входы усилителей многоканальной станции. Одновременно в одной из точек этой установки ставится широкополосный сейсмоприемник с собственной частотой 8—10 гц и включается на вход специального анализирующего усилителя.

Устройство анализирующего усилителя в кратких чертых сводится к следующему (фиг. 1а). После входного трансформатора и обычного реостатного каскада усиления на левой половине лампы 6Н9 следует пушпульный каскад на лампе 6Н7. Правая половина триода 6Н9 используется в схеме фазоинверсии, необходимой для пушпула 6Н7 вместо трансформатора, который нужно

<sup>1</sup> Авторское свидетельство № 89438, 1950 г., выданное М. К. Полшкову.

было бы поставить между лампами 6Н9 и 6Н7. После пущула 6Н7 и промежуточного трансформатора ТР-М следуют 24 выходных каскада на лампах 6Н8. К аноду каждого из первых 22 выходных каскадов подключается через разделительный конденсатор анализирующий гальванометр Г. Частоты собственных колебаний всех анализирующих гальванометров отличны друг от друга и распределены по сейсмическому диапазону от 10 до 200 гц. Коэффициенты затухания у всех гальванометров одинаковы. Переключатели  $PP_1$ ,  $PP_{21}$ ,  $PP_{22}$  позволяют, изменения величины шунтирующих сопротивлений ( $R_1^1$ ,  $R_1^2$ ,  $R_1^3$ ,  $R_2^1$ ,  $R_2^2$ ,  $R_2^3$  и т. д.), изменять коэффициенты затухания каждого гальванометра и сделать его равным  $3,14 \frac{1}{\text{сек}}$ , или  $9,42 \frac{1}{\text{сек}}$ , или  $18,84 \frac{1}{\text{сек}}$ . В анодных цепях 23-го и 24-го выходных каскадов включены выходные трансформаторы и гальвано-



Фиг. 1в. Частотная характеристика широкополосного канала.

метры с апериодическим затуханием и собственной частотой 220 гц. Эти два каскада имеют широкополосную пеискажающую частотную характеристику в диапазоне частот от 10 до 200 гц. На фиг. 1б приведены частотные характеристики всех острорезонансных гальванометров, на фиг. 1в—широкополосного канала.

При анализе сейсмических колебаний мы имеем дело с рядом быстро следующих друг за другом импульсов, вызванных различными волнами. Представляет интерес изучение частотного состава колебаний, вызванных приходом какой-либо одной волны (отраженной, преломленной, поверхностью и т. д.). Поэтому в схеме станции частотного анализа предусматривается устройство, позволяющее из всего комплекса колебаний, воспринимаемых сейсмоприемником, выделить группу, относящуюся к той или иной волне,

Это устройство, названное нами «вырезающим устройством», позволяет произвести следующие операции.

1. Перед началом записи, до взрыва, замкнуть точки *a* и *b* в схеме усилителя (фиг. 1а). При таком замыкании колебания проходят только на сетку выходного каскада 6Н7 одного широкополосного канала *I*, который будет регистрировать все колебания сейсмографа. На сетки остальных ламп (6Н8) колебания не попадают.

ула  
ход-  
ных  
али-  
всех  
пред-  
иты  
 $P_1$ ,  
гив-  
нты  
ек,  
вы-  
но-  
гц.  
ую  
16  
ных  
дом  
ич-  
ава  
тран-  
еме  
из-  
мо-  
ной  
ом»,  
и б  
ро-  
но-  
ния  
и не

2. В определенный момент времени  $t_1$  размыкнуть соединение между точками *a* и *b* и тем самым подать колебания на сетки всех ламп 6Н8.

3. Через определенный промежуток времени  $\Delta t$  снова замкнуть точки *a* и *b*.

Этим обеспечивается подача определенной группы колебаний на анализирующие гальванометры. Первый широкополосный канал *I* регистрирует все колебания сейсмографа, второй широкополосный канал *II* пишет только ту часть этих колебаний, которая подается на анализирующие гальванометры и подвергается анализу. Промежуток времени  $t_1$  между моментом взрыва и размыканием контактов *a* и *b*, а также промежуток времени  $\Delta t$  между размыканием и последующим замыканием этих контактов могут регулироваться. Гальванометры широкополосных каналов *I* и *II* устанавливаются в осциллографе многоканальной станции, которая должна вести обычные наблюдения совместно с анализирующей станцией (см. ниже). Сопоставляя колебания широкополосных каналов с осьми синфазности отраженных и преломленных волн или помех, можно наметить на записи этих каналов те участки, которые относятся к отраженным, преломленным волнам или к помехам, и тем самым наметить моменты времени, в которые следует произвести размыкание и последующее замыкание контактов *a* и *b*.

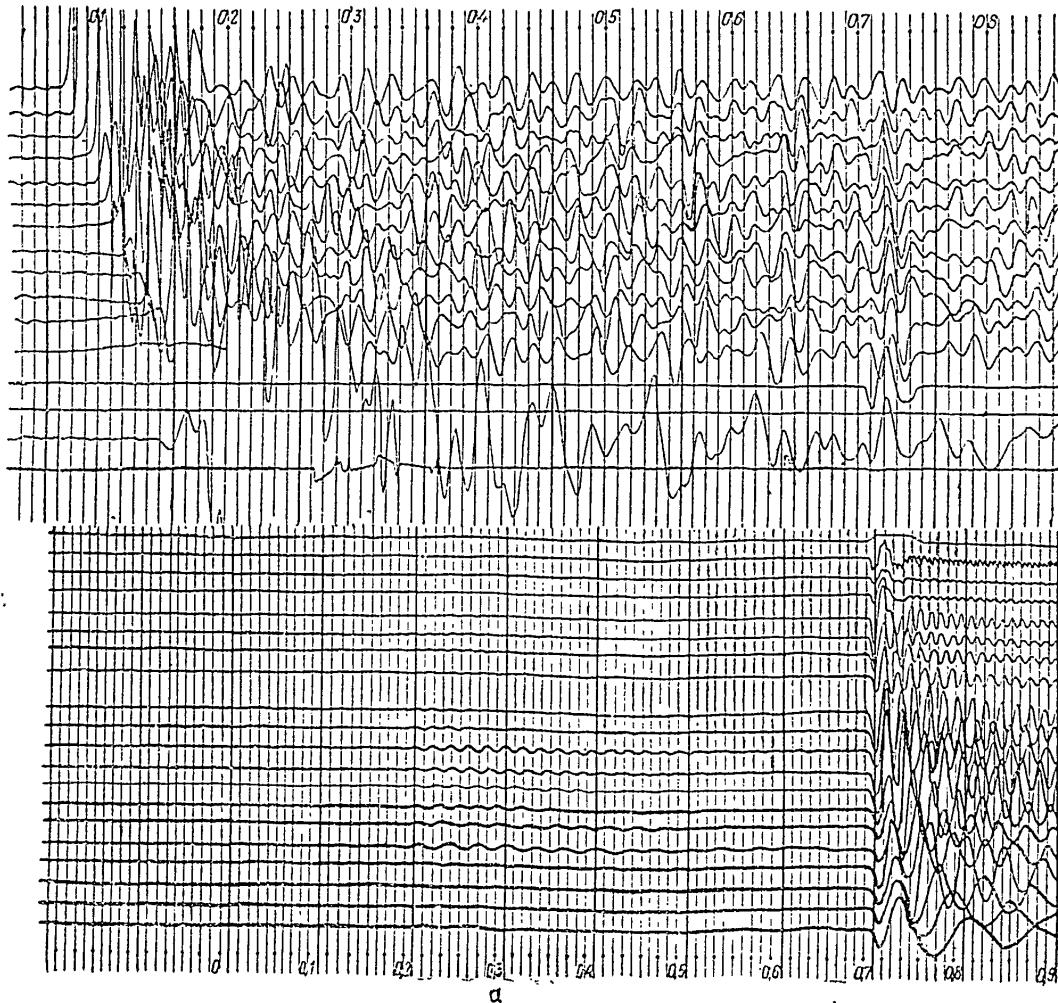
Для иллюстрации на фиг. 2а вверху приведена сейсмограмма, на которой четко выделяется ось синфазности на времени 0,73 сек. Вторая трасса снизу представляет собой запись широкополосного канала *I*, четвертая трасса снизу — запись широкополосного канала *II*. На последней выделены колебания, относящиеся к отражению на времени 0,73 сек. Эти колебания были поданы на анализирующие гальванометры, запись которых приведена на фиг. 2а внизу.

Разработаны и применяются два вида «вырезающих устройств». Оба эти устройства запускаются от первых вступлений специального сейсмоприемника, установленного у устья взрывной скважины. Импульс первого вступления через входной трансформатор и один каскад усиления пусковой схемы обычного смесителя попадает на сетку тиратрона, от чего тиратрон загорается; при этом срабатывает специальное реле, стоящее в аноде тиратрона. Замыкание или размыкание контактов *K* этого реле и приводит в действие механическую или электрическую схему описываемого устройства.

На фиг. 3а приведена схема механического варианта устройства. Контакты *K* реле смесителя включают ток в обмотку мотора *1*. Этот мотор через две пары червячных передач *2*, *3* и *4* приводит во вращение барабан *6*. На поверхности барабана имеется специальный прилив *5* в форме треугольника, одна сторона которого параллельна оси вращения. Специальное механическое реле *13*, имеющее три контактные пластины *9*, *10* и *11*, укрепляется независимо от барабана на оси *12*. Это реле может передвигаться вдоль

своей оси, параллельной оси вращения барабана, при вращении рукоятки 15, снабженной лимбом 14.

Ось вращения барабана состоит из двух стержней 16 и 17. Стержень 16 жестко соединяется с барабаном, а стержень 17 соединяется с барабаном через храповик, не показанный на чертеже. Это позволяет устанавливать начальное положение барабана (перед пуском



Фиг. 2а.

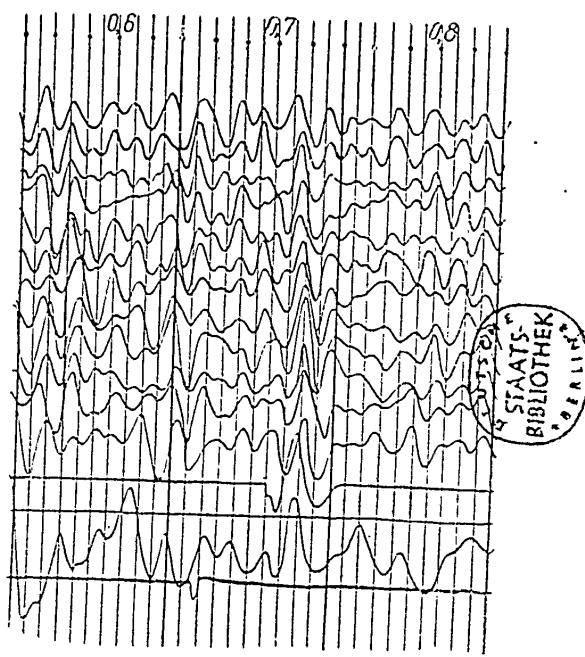
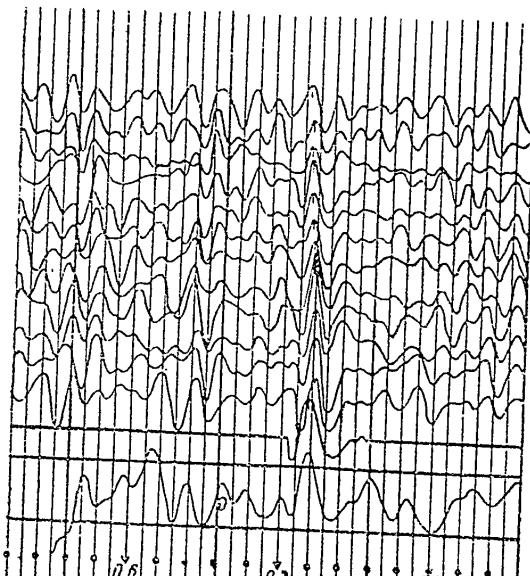
схемы) при помощи ручки 8, снабженной лимбом 7. Пластина 10 реле скользит при вращении барабана по его поверхности, при этом она замкнута с пластиной 11. Когда пластина 10 попадает при вращении барабана на прилив 5, она поднимается, при этом ее контакт с пластиной 11 нарушается и пластина 10 соединяется с пластиной 9. Таким образом, соединение и разъединение пластин 10 и 11 используются для замыкания и размыкания контактов *a* и *b* в схеме усилителя (фиг. 1а). Соединение пластины 10 с пластиной 9 используется для отметки моментов времени замыкания и размыкания контактов *a* и *b*. Для этого в цепь указанных пластин вклю-

чаится гальванометр  $\Gamma$  последовательно с батареей  $B$  и балластным сопротивлением  $R$ . Момент начала записи, определяемый размыканием пластин  $10$  и  $11$ , регулируется начальной установкой барабана при помощи ручки  $8$ .

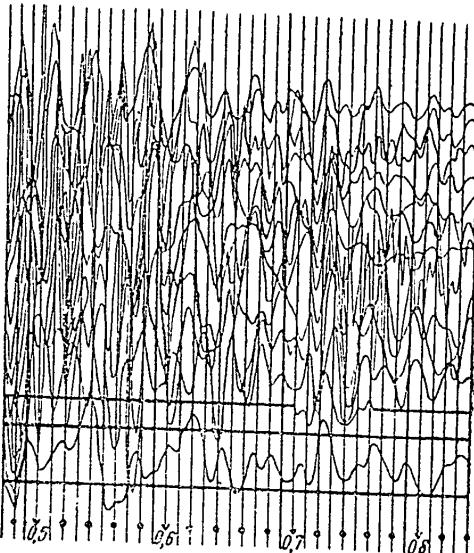
Длительность подаваемого сигнала, определяемая промежутком времени между размыканием и обратным замыканием пластин  $10$  и  $11$ , регулируется передвижением корпуса реле  $13$  по оси  $12$  при помощи ручки  $15$ .

Принципиальная схема электрического варианта «вырезающего устройства» приведена на фиг. 3б.

Контакты  $K$  реле смесителя отключают запирающее напряжение  $200\text{v}$  от конденсатора  $C_1$ , стоящего в сетке первого тиатрона. Конденсатор  $C_1$  разряжается через сопротивление  $R_1$ , и при этом отрицательное смещение, имеющееся на сетке

*б**в*

Фиг. 2 б, в, г.

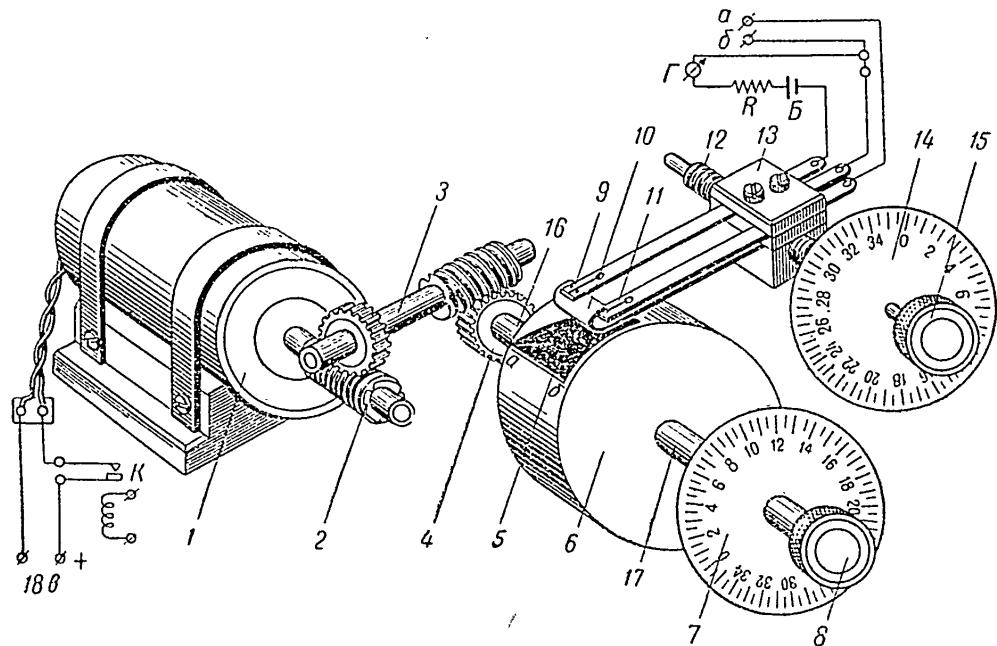
*г*

тиатрона уменьшается по абсолютной величине. В тот момент, когда смещение достигнет пороговой точки, тиатрон зажигается и срабатывают реле  $P_1$  и  $P_2$ , стоящие в его анодной цепи. Кон-

7\*

такты  $K_4$ , подключенные к точкам  $a$  и  $b$  усилителя (фиг. 1а), разомкнутся.

В сетке второго тиатрона стоит конденсатор  $C_2$ , запущенный сопротивлением  $R_2$ ; в начальном положении на конденсаторе  $C_2$  находится то же отрицательное напряжение 200 в, что и на конденсаторе  $C_1$ . В момент зажигания первого тиатрона контакты  $K_1$ , разрываясь, отключают напряжение 200 в от конденсатора  $C_2$ , который начинает разряжаться через сопротивление  $R_2$ . В тот момент, когда смещение достигнет пороговой точки, второй тиатрон вспыхнет, сработает реле  $P_3$ , стоящее в его анодной цепи. Контакты  $K_5$ , включенные параллельно контактам  $K_4$ , зам-



Фиг. 3а.

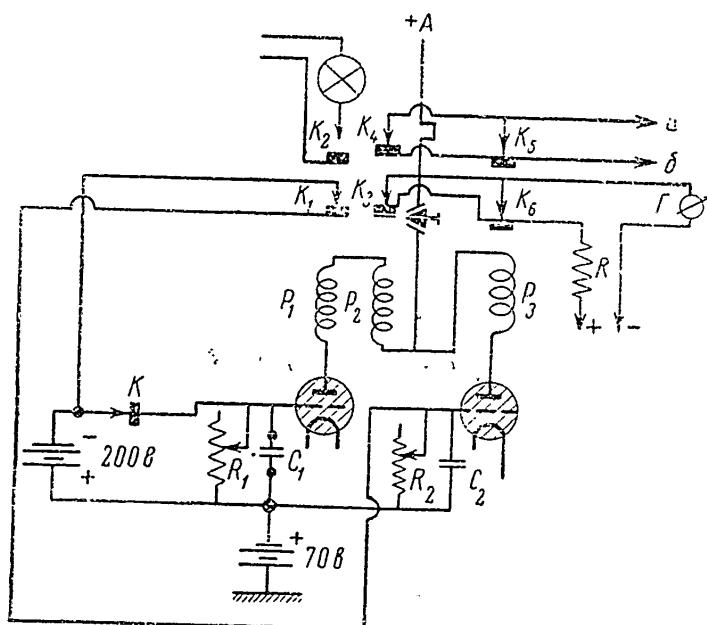
кнутся. Время начала записи регулируется изменением постоянной времени разряда конденсатора  $C_1$  при помощи уменьшения или увеличения величины сопротивления  $R_1$ . Длительность записи регулируется изменением постоянной времени разряда конденсатора  $C_2$  при помощи уменьшения или увеличения сопротивления  $R_2$ . Параллельное соединение контактов  $K_3$ , работающих на замыкание, и контактов  $K_5$ , работающих на размыкание, вместе с последовательным соединением гальванометра  $\Gamma$  и балластного сопротивления  $R$  служит для отметки моментов начала и конца анализируемого колебания.

Оба варианта «вырезающих устройств» обладают инерцией, так как электрический вариант содержит механическое реле, а основой механического варианта является мотор. Проведенные экспериментальные работы показали, что в электрическом варианте инерционность (минимальное время между моментом первого вступления сейсмоприемника, стоящего у устья скважины, и началом

а  
ч  
а  
э  
ш  
в  
ч  
н  
п  
у

то  
а  
б  
т  
о  
ко  
л  
ко  
в  
т  
и  
ш  
пр  
зв  
П  
ря

анализируемого участка записи) не превышает 0,01 сек. В механическом варианте инерционность больше — 0,03 сек. Поэтому при анализе первых вступлений вблизи пушкта взрыва пригодно только электрическое «вырезающее устройство». Электрическое «вырезающее устройство», кроме того, обеспечивает большую точность в выборе моментов начала анализаируемого колебания  $t$  и его окончания  $\Delta t$ , если анализ ведется на временах меньше 1—1,5 сек. На временах, превышающих 1,5 сек., наоборот, большую точность обеспечивает использование механического «вырезающего устройства».



Фиг. 36.

Потенциометры (фиг. 1а), стоящие в цепях управляющих сеток выходных каскадов усилителя, служат для того, чтобы сделать амплитуды колебаний всех гальванометров близкими между собой независимо от интенсивности тех составляющих спектра, которые измеряются этими гальванометрами. В этом случае будет обеспечена одинаковая относительная точность отсчета амплитуд колебаний всех гальванометров, а следовательно, и всех составляющих спектра. При такой системе наблюдений необходимо вести контроль за чувствительностью всех 22 анализирующих каналов и вводить в отсчеты амплитуд соответствующие поправки, ибо только при равной чувствительности каналов амплитуды собственных колебаний гальванометров будут пропорциональны составляющим частотного спектра. Для контроля за чувствительностью производится запись контрольных лент при подаче колебаний от звукового генератора на резонансных частотах гальванометров. Постоянство напряжения генератора на разных частотах проверяется специальным вольтметром.

При частотном анализе сейсмических колебаний возникает одно серьезное затруднение, на котором следует подробно остановиться. Очень часто приходится иметь дело с наложением исследуемого колебания на какое-либо другое. Например, отраженная волна может интерферировать с поверхностью волной, преломленной волной с какой-либо перегулярией помехой и т. п. Очевидно, частотный анализ какой-либо одной волны возможен только в том случае, если наложение колебаний, вызванных различными волнами, или совсем отсутствует, или имеет небольшое значение, т. е. мешающее колебание имеет весьма малую амплитуду по сравнению с анализируемым. В силу того, что частотные спектры интерферирующих колебаний могут резко отличаться друг от друга, вполне возможно, что в одной области частот наложение может не играть роли, тогда как в другой области частот оно будет иметь большое значение. Поэтому при анализе необходимо убедиться, что во всей исследуемой области частот от 10 до 200 гц почти отсутствует наложение колебаний. Иными словами, необходимо убедиться, что на любой частоте в исследуемом диапазоне интересующее нас колебание может быть выделено. Наиболее надежным критерием выделения той или иной волны является наличие оси синфазности этой волны или ее фронта вступления. Поэтому необходимо при анализе убедиться, что ось синфазности анализируемой волны может быть получена на любой частоте в исследуемом диапазоне.

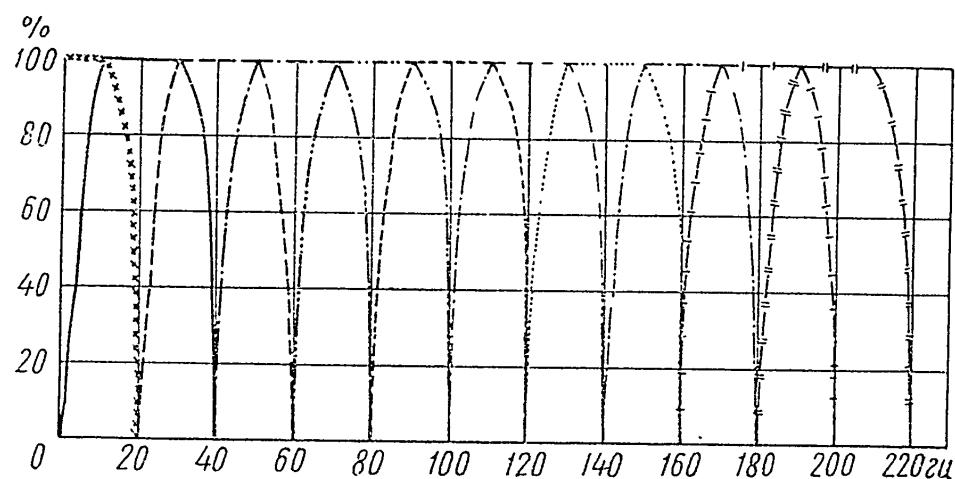
В связи с этим необходимо одновременно или до проведения частотного анализа получить при различных фильтрациях сейсмограммы многоканальной сейсмической станции.

Получить записи оси синфазности волны на любой частоте в исследуемом диапазоне можно только при помощи специальных полосных фильтров, которые вырезали бы из спектра исследуемого колебания узкую полосу частот. При этом ширина полосы пропускания такого фильтра должна быть сделана максимально возможно узкой, а затухание вне полосы пропускания настолько большим, чтобы было возможно подавить те составляющие спектра исследуемого колебания, которые находятся вне полосы. Полоса пропускания такого фильтра, оставаясь неизменной по ширине, должна передвигаться так, чтобы перекрыть весь исследуемый диапазон частот. Уменьшение ширины полосы пропускания такого фильтра ограничивается ухудшением разрешающей способности. Многолетний опыт сейсморазведочных работ убеждает в том, что с точки зрения разрешающей способности минимально допустимой является ширина полосы пропускания около 20 гц. Поэтому частотные характеристики многоканальной станции, применяющейся при частотном анализе для получения осей синфазности и фронтов вступлений, должны быть осуществлены при помощи указанного выше полосового фильтра с полосой пропускания 20 гц. Чтобы перекрыть весь исследуемый диапазон, необходимо иметь 11 положений фильтрации, схематически изображенных на фиг. 4. К ним следует добавить одну широкополосную неискажающую характеристику, которая позволит быстро обнару-

жить наличие интенсивных помех, налагающихся на исследуемое колебание.

Частотные характеристики усилителей стандартной станции (фиг. 10) совершенно непригодны с указанной точки зрения. Нами был разработан усилитель, названный «привязывающим», частотные характеристики которого  $0-V$  (см. фиг. 5б), хотя и не соответствуют изображенным на фиг. 4, однако приближаются к ним гораздо больше, чем характеристики стандартной станции. Схема этого усилителя приведена на фиг. 5а.

Во время полевых работ в Туймазинском районе часть наблюдений проводилась параллельно стандартной станцией СС-24-48 и «привязывающей» станцией. Такие наблюдения показали, что

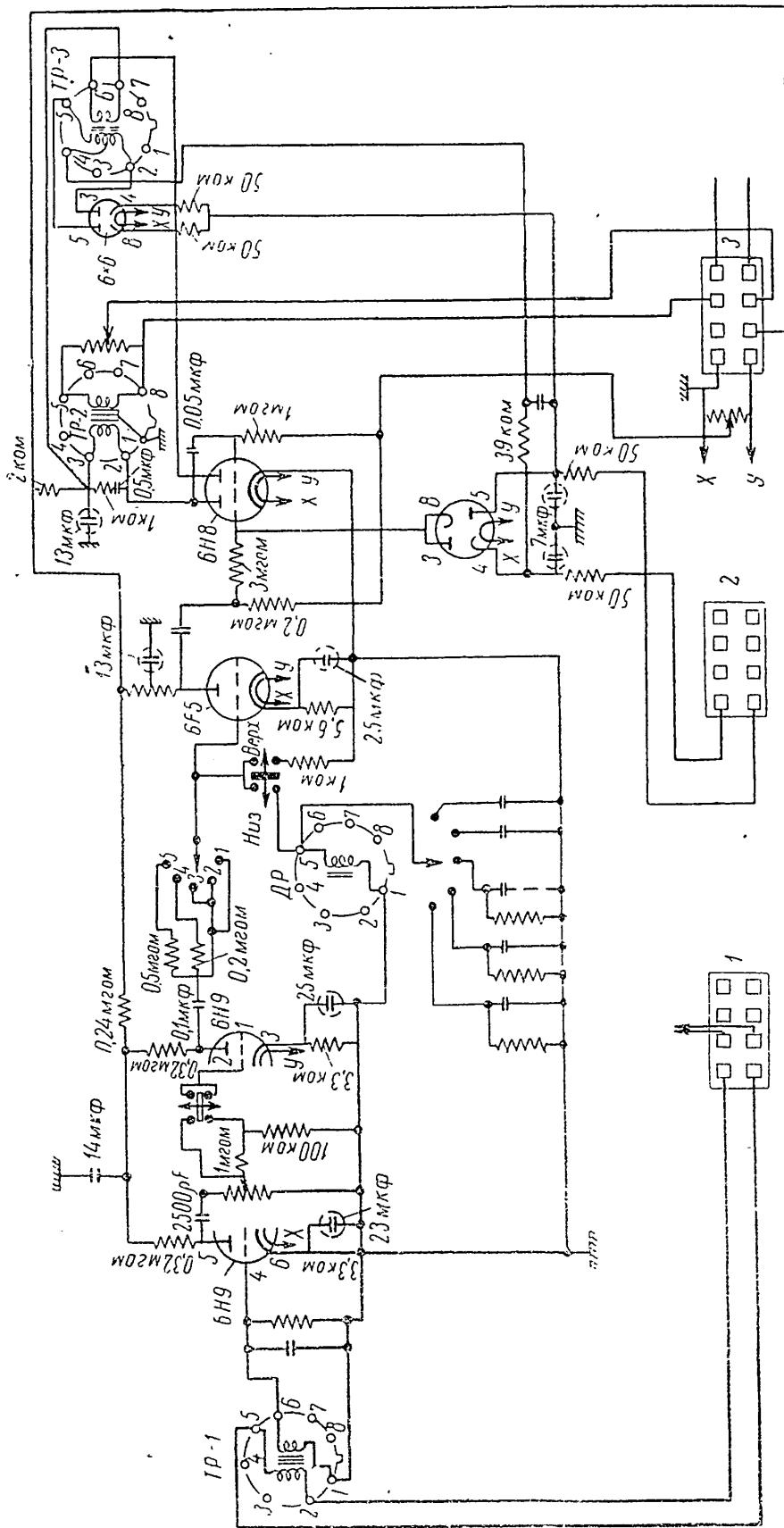


Фиг. 4.

использование стандартной станции при частотном анализе может в ряде случаев привести к большим ошибкам. Для примера на фиг. 6, г приведена сейсмограмма, полученная при помощи стандартной станции с применением смесителя. На этой сейсмограмме выделяется несколько очень четких осей синфазности отраженных волн. Все эти оси выделяются при включенном смесителе и на всех других фильтрациях стандартной станции. Если вести наблюдения со стандартной станцией при включенном смесителе, то в данном случае можно прийти к выводу, что все эти отражения могут быть проанализированы, так как незаметно наличие налагающихся на них помех ни на одной фильтрации.

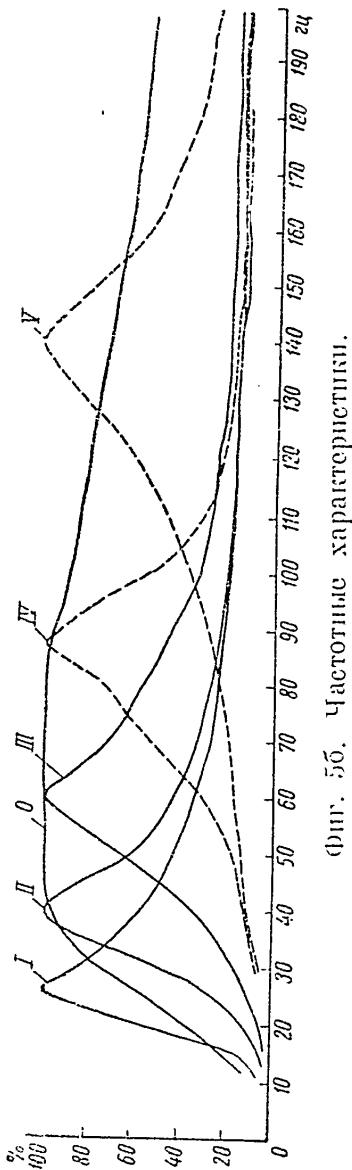
При выключении смесителя на стандартной станции количество осей синфазности уменьшается (фиг. 6, е). Во всех фильтрациях едва выделяются два отражения — на временах 0,70 и 0,95 сек. и более или менее четко отражение на времени 1,4 сек.

Если бы мы вели наблюдения со стандартной станцией без смесителя, мы пришли бы к выводу о возможности проанализировать только эти три отражения. При наблюдениях на «привязывающей» станции оси синфазности отраженных волн выделяются только за высокочастотных фильтрациях (фиг. 6, б); на низкочастотных

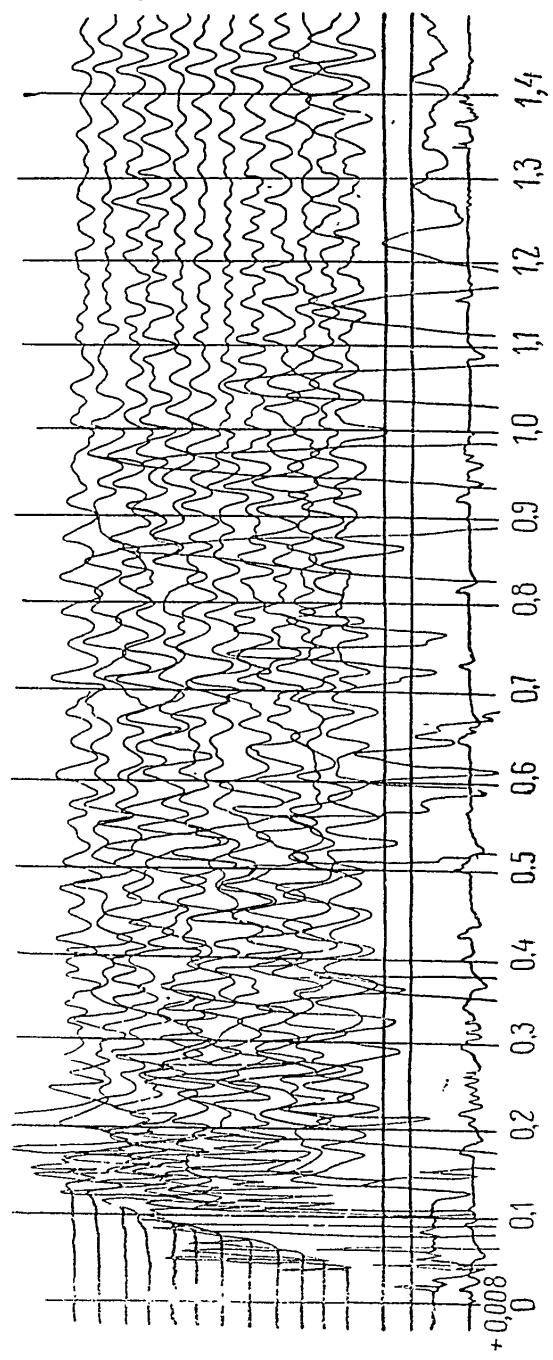


Фиг. 5а. Схема «криптовалютного» усилителя.  $Tp-1, Tp-2, Tp-3$  — трансформаторы;  $\mu P$  — прецессор.

ии одна ось спиральности за исключением оси па времении 1,4 сек. не выделяется (фиг. 6, а). Следовательно, кроме отражения па времении па 1,4 сек. в данном случае нельзя проводить анализ ни одного отражения по крайней мере в низкочастотной части спектра.



Фиг. 5б. Частотные характеристики.

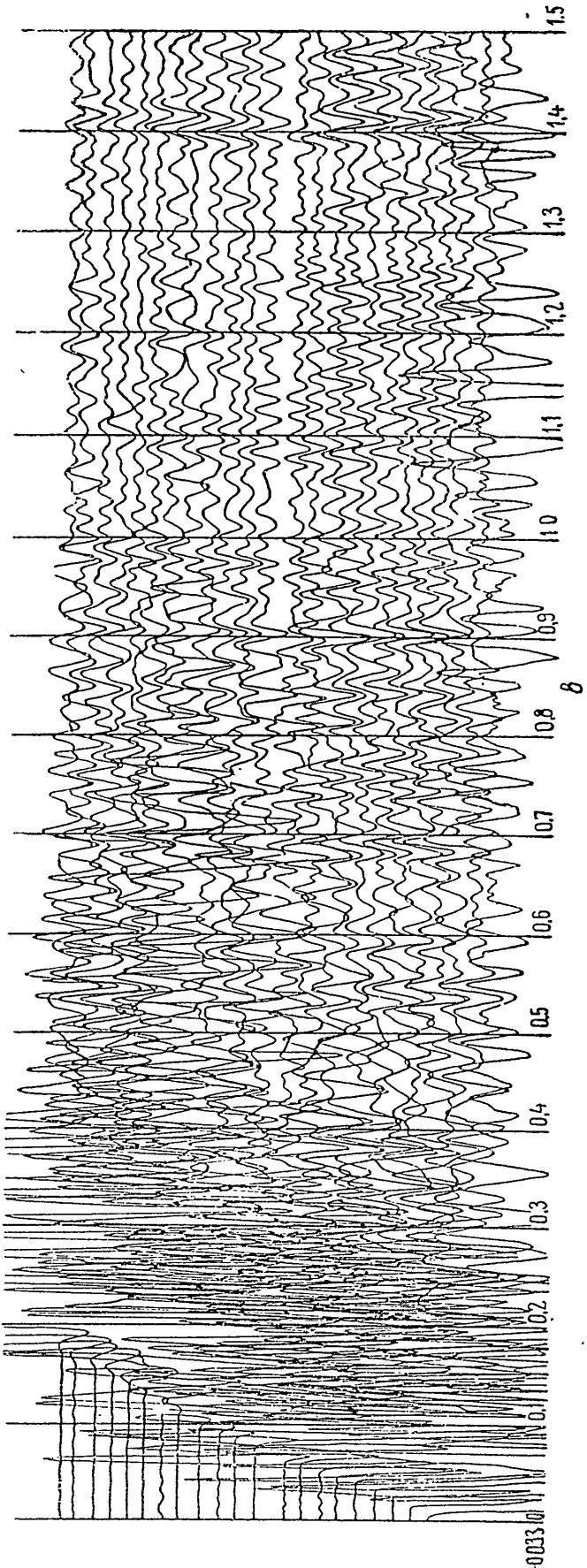
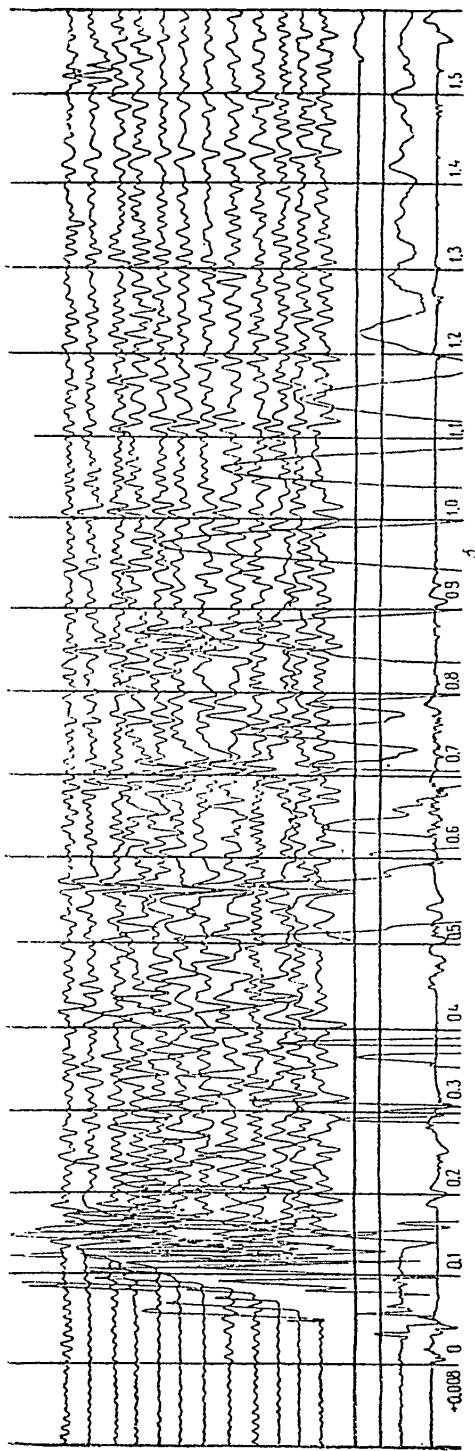


Фиг. 6.

Приведенный пример наглядно иллюстрирует всю важность требований, предъявляемых к частотным характеристикам много-канальной «привязывающей» станции при частотном анализе.

В заключение этого раздела остановимся несколько подробнее на применении «вырезающих устройств». Использование этих устройств не вызывало бы никаких сомнений, если бы анализируемое

(PUR. 6.

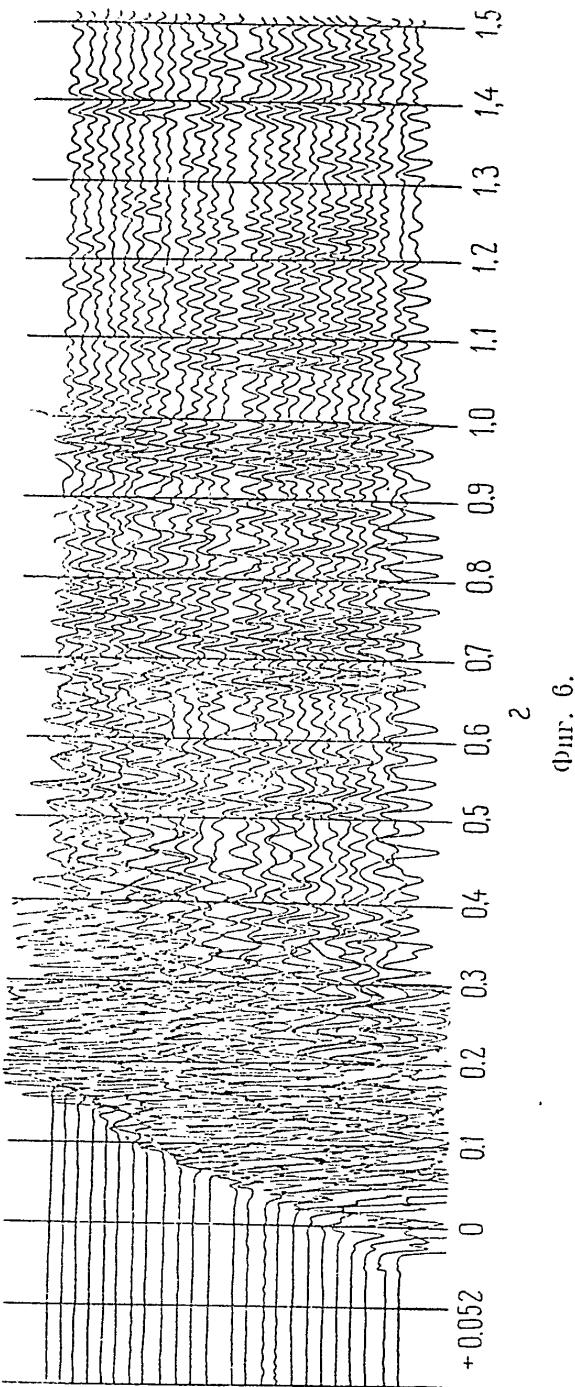


(PUR. 6.

колебание, относящееся к какой-либо интересующей нас волне, отделялось на записи от предшествующих и последующих колебаний промежутками, в которых колебания совершенно отсутствуют.

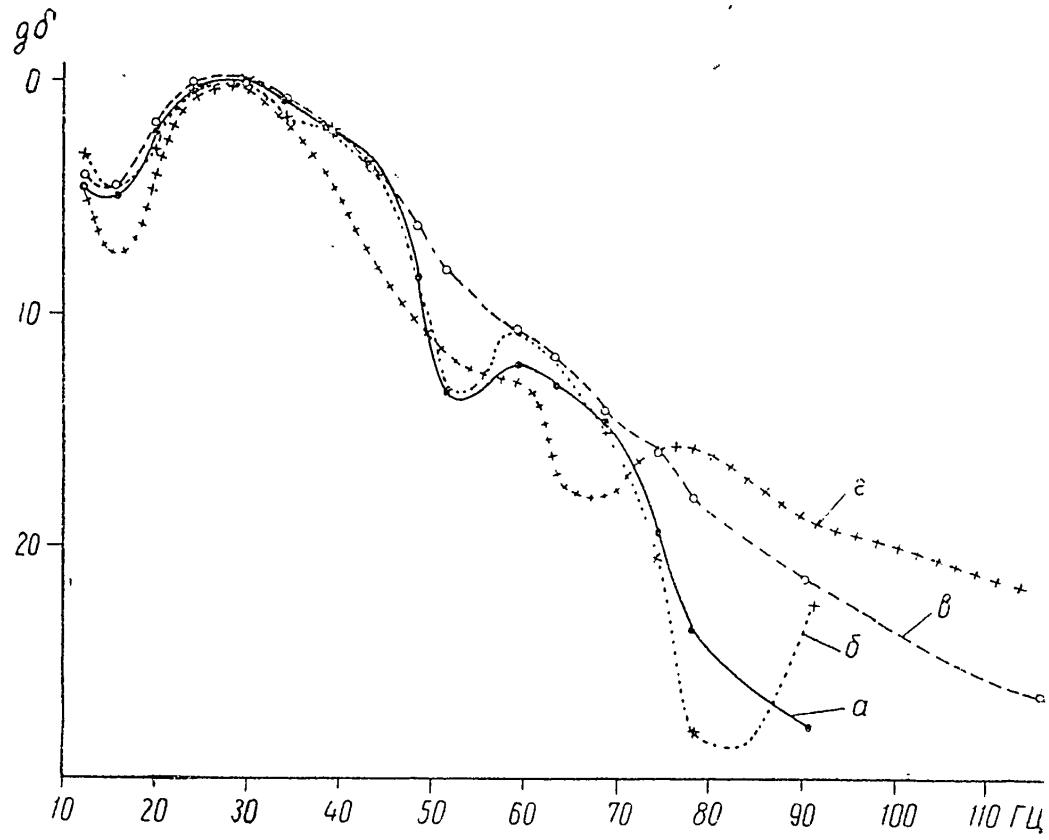
Однако в реальных условиях такие случаи не наблюдаются; колебание, относящееся к одной какой-либо волне, не отделяется от предыдущих и последующих. В связи с этим определение начала и окончания этого колебания является весьма условным. Это обстоятельство вносит в анализ ошибки, значение которых сейчас оценить трудно, но несомненно, что изучение этих ошибок в дальнейшем должно быть проведено. Нам кажется, что одним из способов уменьшения такого рода ошибок являются проведение частотного анализа одной и той же волны в нескольких близко друг от друга отстоящих точках при неизменных условиях взрыва и осреднение полученных кривых частотных спектров.

При использовании «вырезающих устройств» возникает еще один источник погрешностей. Дело в том, что правильный подбор параметров этих устройств должен обеспечить совпадение моментов начала и конца анализируемого участка записи с прохождением колебаний через нулевое положение. Если параметры подобраны неточно и совпадение нарушается, возникают специфические толчки, происходят разрывы непрерывности исследуемой функции, которые вносят искажения в частотный спектр.



Фиг. 6.

На фиг. 2 *а*, *б*, *в* и *г* приведены четыре сейсмограммы, относящиеся к анализу одного и того же отражения; здесь наличие указанных нами разрывов непрерывности устанавливается по соотношению широкополосных каналов *I* и *II* (вторая и четвертая дорожки снизу на всех сейсмограммах фиг. 2). На фиг. 2, *б* такой разрыв, очень небольшой по амплитуде, заметен в начале аналируемого колебания, на фиг. 2, *в* — в конце, на фиг. 2, *г* — в на-



Фиг. 6а.

чале и в конце. На фиг. 6а приведены частотные спектры отраженной волны для всех случаев фиг. 2, причем буквы кривых соответствуют буквам сейсмограммы (кривая *а* соответствует фиг. 2, *а* и т. д.).

Рассмотрение этих кривых показывает: 1) наличие небольших разрывов непрерывности в начале записи заметно искажает исследуемый спектр лишь на частотах, превышающих 78 гц (кривые *а* и *б*, фиг. 6, *а*); 2) наличие таких же разрывов в конце аналируемого участка записи вносит большие искажения, но опять-таки на частоте выше 70 гц, если не считать одной точки на частоте 52 гц (кривые *а* и *б* на фиг. 6а); наличие больших разрывов в начале и в конце записи вносит серьезные искажения на всех частотах, причем, как и следовало ожидать, эти искажения с увеличением частоты увеличиваются.

Таким образом, можно сделать вывод, что если наличие разрывов непрерывности на глаз незаметно, то можно гарантировать

отсутствие искажений спектра за счет этих разрывов по крайней мере до частот 80—100 гц. Возможность искажения спектра в диапазоне более высоких частот (от 100 до 200 гц), происходящая от неразличимых на глаз разрывов непрерывности самой функции и ее производных, требует дальнейшего изучения.

## ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ

Из описанного выше устройства станции для полевого приближенного частотного анализа вытекает следующая методика работ.

1. При анализе какой-либо определенной волны по имеющимся данным ранее проведенных сейсмических работ выбирают участки, на которых можно ожидать регистрацию изучаемой волны почти без помех.

2. На каждой из этих точек прежде всего производят запись на нулевой (широкополосной) фильтрации многоканальной «привязывающей» станции, чтобы убедиться, что ось синфазности или фронт вступления, соответствующие исследуемому колебанию, выделяются уверенно на этой фильтрации уверенно.

3. Производят запись в этой же точке на всех остальных фильтрациях «привязывающей» станции. Если фронт вступления или ось синфазности, соответствующие исследуемому колебанию, выделяются уверенно на всех фильтрациях, можно считать, что выбранная точка пригодна для проведения анализа.

4. Сопоставлением записей «привязывающей» станции и широкополосных «следящих» каналов определяют на последних моменты времени начала и окончания интересующего нас колебания.

5. Производят запись с использованием «вырезающего устройства».

6. При помощи потенциометров (фиг. 1) добиваются приблизительно одинаковой амплитуды записи всех анализирующих гальванометров. Для экономии числа взрывов записи на всех фильтрациях и подбор параметров «вырезающего устройства» производят одновременно.

Существует несколько способов обработки получаемых материалов частотного анализа.

**1-й способ.** Амплитуда  $A_i$  собственных колебаний  $i$ -го гальванометра в момент времени  $t_m$  определяется по формуле (см. статью [5])

$$A_i = K_1 a_i e^{-\alpha_i (t_m - t_k)} \mathfrak{V}_i \Phi_{a_i}(\omega_i), \quad (1)$$

где  $t_k$  — момент окончания анализируемого сигнала;  $a_i$  — коэффициент затухания  $i$ -го гальванометра;  $\mathfrak{V}_i$  — чувствительность  $i$ -го анализирующего тракта от входа анализирующего усилителя до  $i$ -го гальванометра включительно;  $\Phi_{a_i}(\omega_i)$  — составляющая приближенного частотного спектра исследуемого импульса на резонансной частоте  $\omega_i$   $i$ -го гальванометра;  $K_1$  — коэффициент, общий для всех анализирующих гальванометров, зависящий от общей чувствительности анализирующего усилителя.

Для отношения любых двух составляющих частотного спектра  $\Phi_{a_i}(\omega_i)$  и  $\Phi_{a_j}(\omega_j)$ , вычисляемых по амплитудам  $A_i$  и  $A_j$  собственных колебаний  $i$ -го и  $j$ -го гальванометров, получим из (1)

$$\frac{\Phi_{a_i}(\omega_i)}{\Phi_{a_j}(\omega_j)} = \frac{a_j}{a_i} \frac{e^{-a_j(t_m-t_k)}}{e^{-a_i(t_m-t_k)}} \frac{\mathfrak{B}_j}{\mathfrak{B}_i} \frac{A_i}{A_j}. \quad (2)$$

Обработка материалов частотного анализа, по формуле [2] требует выполнения следующих операций.

1. Измерения амплитуд собственных колебаний  $A$  всех гальванометров в любые моменты времени после окончания анализируемого сигнала.

2. Измерения промежутка времени между моментом отсчета амплитуды собственного колебания каждого гальванометра и моментом окончания анализируемого сигнала. Момент окончания анализируемого сигнала фиксируется на записи, как это было указано выше, специальным гальванометром.

3. Определения коэффициента затухания каждого гальванометра.

Коэффициент затухания каждого гальванометра определяется по записи его собственных колебаний по формуле

$$\alpha = \frac{\ln A_2 - \ln A_1}{t_2 - t_1}, \quad (3)$$

где  $A_1$  — амплитуда собственных колебаний гальванометра в момент  $t_1$ ;  $A_2$  — амплитуда собственных колебаний гальванометра в момент  $t_2$ .

Можно доказать, что вычисление коэффициентов затухания гальванометров по записям их собственных колебаний, полученным при анализе после окончания анализируемого сигнала, не обеспечивает должной точности потому, что амплитуда этих колебаний обычно не превышает 1 см.

Поэтому для вычисления коэффициентов затухания ежедневно производится специальная запись собственных колебаний каждого гальванометра при подаче на вход усилителя прямоугольного импульса от включения источника э. д. с. Начальная амплитуда собственных колебаний должна быть не меньше 5—10 см. В схеме станции предусмотрено специальное устройство, состоящее из элемента типа «Сатурн», телеграфного ключа и потенциометра для регулирования величины подаваемого прямоугольного импульса.

4. Измерения чувствительности каждого анализирующего тракта от входа усилителя до каждого гальванометра включительно на резонансной частоте соответствующего гальванометра. Для этого после получения необходимых для анализа записей колебаний почвы на вход анализирующего усилителя включается звуковой генератор и производятся записи колебаний, возбужденных генератором, каждым гальванометром на его резонансной частоте. При этом амплитуда колебаний, поступающих со звукового генератора на входы всех усилителей, должна быть постоян-

ной. Для контроля величины амплитуды параллельно выходу звукового генератора подключается специальный вольтметр переменного тока.

**2-й способ.** Если коэффициенты затухания  $a$  всех гальванометров подобраны одинаковыми и если при этом отсчеты амплитуд собственных колебаний  $A$  всех гальванометров брать в один и тот же момент времени  $t_m$ , то из формулы (2) получим

$$\frac{\Phi_{a_i}(\omega_i)}{\Phi_{a_j}(\omega_j)} = \frac{\mathfrak{V}_j A_i}{\mathfrak{V}_i A_j}. \quad (4)$$

Обработка наблюдений по формуле (4) значительно проще, чем по формулам (2) и (3), однако она может дать достаточно точные результаты только тогда, когда коэффициенты затухания всех гальванометров достаточно точно равны между собой.

**3-й способ.** Если после регистрации взрыва подать на вход анализирующего усилителя прямоугольный импульс от какого-либо источника постоянного тока, то амплитуда  $A'_i$  колебаний  $i$ -го гальванометра в момент времени  $t_n$  будет определяться формулой

$$A'_i = K_2 a_i e^{-a_i(t_n - t_0)} \frac{1}{\omega_i}, \quad (5)$$

где  $t_0$  — момент включения прямоугольного импульса;  $K_2$  — коэффициент, общий для всех гальванометров и зависящий от общей чувствительности анализирующего устройства и амплитуды прямоугольного импульса.

Разделив (1) на (5), получим

$$\frac{A_i}{A'_i} = \frac{K_1}{K_2} \frac{e^{-a_i(t_m - t_n)}}{e^{-a_i(t_n - t_0)}} \omega_i \Phi_{a_i}(\omega_i).$$

Если отсчеты амплитуд  $A'_i$  брать в такие моменты  $t_n$ , чтобы

$$t_m - t_n = t_n - t_0, \quad (6)$$

$$\frac{A_i}{A'_i} = \frac{K_1}{K_2} \omega_i \Phi_{a_i}(\omega_i). \quad (7)$$

Для отношения любых двух составляющих спектра  $\Phi_{a_i}(\omega_i)$  и  $\Phi_{a_j}(\omega_j)$  легко получим из (7)

$$\frac{\Phi_{a_i}(\omega_i)}{\Phi_{a_j}(\omega_j)} = \frac{A_j \omega_j}{A_i \omega_i} \cdot \frac{A_i}{A_j}. \quad (8)$$

Для обработки наблюдений по формуле (8) необходимо:

1) измерить амплитуды собственных колебаний  $A_i$  всех гальванометров в любые моменты времени после окончания анализируемого сигнала;

2) подать на вход анализирующего усилителя прямоугольный импульс, записать его всеми гальванометрами и отсчитать

амплитуды собственных колебаний каждого гальванометра; при этом должно соблюдаться условие (6);

3) вычислить собственные частоты всех гальванометров по записям их собственных колебаний.

## РАСЧЕТЫ И ОПЫТЫ ПО ВЫЯСНЕНИЮ ТОЧНОСТИ ЧАСТОТНОГО АНАЛИЗА

Амплитудный частотный спектр импульса  $f(t)$ , заданного условием

$$f(t) = \begin{cases} 0 & \text{при } t < 0 \text{ и } t > t_R, \\ f_1(t) & \text{при } 0 < t < t_R, \end{cases} \quad (9)$$

как известно, выражается формулой

$$\Phi(\omega_i) = \sqrt{G^2(\omega_i) + H^2(\omega_i)}, \quad (10)$$

где

$$G(\omega_i) = \int_0^{t_R} f(\tau) \sin \omega_i \tau d\tau;$$

$$H(\omega_i) = \int_0^{t_R} f(\tau) \cos \omega_i \tau d\tau.$$

В работе [5] показано, что если этот импульс подать одновременно на входы нескольких острорезонансных систем, имеющих собственные частоты  $\omega_i$  и коэффициенты затухания  $a_i$ , то, измеряя амплитуды собственных колебаний этих острорезонансных систем после окончания импульса  $f(t)$ , можно для каждой частоты вычислить величину

$$\Phi_{a_i}(\omega_i) = \sqrt{G_{a_i}^2(\omega_i) + H_{a_i}^2(\omega_i)}, \quad (11)$$

где

$$G_{a_i}(\omega_i) = \int_0^{t_R} f(\tau) e^{a_i(\tau - t_R)} \sin \omega_i \tau d\tau,$$

$$H_{a_i}(\omega_i) = \int_0^{t_R} f(\tau) e^{a_i(\tau - t_R)} \cos \omega_i \tau d\tau.$$

Если будет соблюдаться условие

$$\frac{1}{a_i} \gg t_R, \quad (12)$$

то величины  $\Phi_{a_i}(\omega_i)$  будут мало отличаться от величин  $\Phi(\omega_i)$ . Поэтому, если длительность импульса  $t_R$  для всех острорезонансных систем, входящих в анализирующий блок, удовлетворяет усло-

влию (12), то можно при помощи таких систем приближенно определить частотный спектр импульса. Приближение будет тем больше, чем меньше коэффициенты затухания острорезонансных систем.

Однако точность определения величин составляющих спектра будет зависеть не только от той или иной степени соблюдения неравенства (12), но и от формы самого импульса. Поэтому какие-либо количественные данные о необходимой величине коэффициентов затухания для получения определенной точности частотного анализа тех или иных импульсов можно получить, только задавшись определенным видом анализируемого импульса  $f(t)$ .

(9) Если взять импульс  $f(t)$ , заданный условием

$$f(t) = \begin{cases} 0 & \text{при } t < 0 \text{ и } t > t_K, \\ \sin \omega_0 t & \text{при } 0 < t < t_K, \end{cases} \quad (13)$$

(10)

то, подставляя значение  $f(t)$  из (13) в (11), получим

$$G_{a_i}(\omega_i) = \int_0^{t_K} \sin \omega_0 \tau \sin \omega_i \tau e^{a_i (\tau - t_K)} d\tau;$$

$$H_{a_i}(\omega_i) = \int_0^{t_K} \sin \omega_0 \tau \cos \omega_i \tau e^{a_i (\tau - t_K)} d\tau.$$

После простых преобразований получим

(11)

$$\begin{aligned} G_{a_i}(\omega_i) = \frac{1}{2} \left\{ -\frac{1}{r_1} \cos [(\omega_0 + \omega_i) t_K - \varphi_1] + \frac{1}{r_2} \cos [(\omega_0 - \omega_i) t_K - \varphi_2] + \right. \\ \left. + \frac{1}{r_1} e^{-a_i t_K} \cos \varphi_1 - \frac{1}{r_2} e^{-a_i t_K} \cos \varphi_2 \right\}, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} H_{a_i}(\omega_i) = \frac{1}{2} \left\{ \frac{1}{r_1} \sin [(\omega_0 + \omega_i) t_K - \varphi_1] + \frac{1}{r_2} \sin [(\omega_0 - \omega_i) t_K - \varphi_2] + \right. \\ \left. + \frac{1}{r_1} e^{-a_i t_K} \sin \varphi_1 + \frac{1}{r_2} e^{-a_i t_K} \sin \varphi_2 \right\}, \end{aligned} \quad (15)$$

где

(12)

$$r_1 = \sqrt{a_i^2 + (\omega_0 + \omega_i)^2},$$

$$r_2 = \sqrt{a_i^2 + (\omega_0 - \omega_i)^2};$$

$$\operatorname{tg} \varphi_1 = \frac{\omega_0 + \omega_i}{a_i} \sin \varphi_1 = \frac{\omega_0 + \omega_i}{r_1} \cos \varphi_1 = \frac{a_i}{r_1}, \quad (16)$$

$$\operatorname{tg} \varphi_2 = \frac{\omega_0 - \omega_i}{a_i} \sin \varphi_2 = \frac{\omega_0 - \omega_i}{r_2} \cos \varphi_2 = \frac{a_i}{r_2}.$$

Подставляя полученные выражения для  $H_{a_i}(\omega_i)$  и  $G_{a_i}(\omega_i)$  в (14), получим

$$\begin{aligned}\Phi_{a_i}(\omega_i) = & \frac{1}{2} \sqrt{\left( \frac{1}{r_1^2} + \frac{1}{r_2^2} \right) (1 + e^{-2a_i t_K}) - \frac{2}{r_1 r_2} \cos [2\omega_0 t_K - \varphi_1 - \varphi_2] - } \\ & - \frac{2}{r_1 r_2} e^{-2a_i t_K} \cos (\varphi_1 + \varphi_2) - 2e^{-a_i t_K} \left[ \frac{\cos (\omega_0 + \omega_i) t_K}{r_1^2} + \frac{\cos (\omega_0 - \omega_i) t_K}{r_2^2} \right] + \\ & + \frac{2}{r_1 r_2} e^{-a_i t_K} \{ \cos [(\omega_0 + \omega_i) t_K - \varphi_1 - \varphi_2] + \cos [(\omega_0 - \omega_i) t_K - \varphi_1 - \varphi_2] \}. \quad (17)\end{aligned}$$

Если взять длительность импульса  $f(t)$  равной целому числу периодов частоты  $\omega_0$ , т. е. положить  $\omega_0 t_K = 2\pi n$ , где  $n$  — целое число, то из (16) и (17) после простых преобразований получим

$$\Phi_{a_i}(\omega_i) = \frac{\omega_0}{r_1 r_2} \sqrt{1 + e^{-2a_i t_K} - 2e^{-a_i t_K} \cos \omega_i t_K}. \quad (18)$$

Положив в (17)  $a_i = 0$ , получим выражение, определяющее точный частотный спектр отрезка синусоиды частоты  $\omega_0$ :

$$\begin{aligned}\Phi(\omega_i) = & \frac{\sqrt{\omega_0^2 (1 + \cos 2\omega_0 t_K - 2 \cos \omega_0 t_K \cos \omega_i t_K) - \omega_i^2 (\omega_i \sin 2\omega_0 t_K - } \\ & - 2\omega_0 \sin \omega_0 t_K \sin \omega_i t_K)}{\omega_0^2 - \omega_i^2}. \quad (19)\end{aligned}$$

Для отрезка синусоиды, содержащего целое число  $n$  периодов частоты  $\omega_0$ , получим, положив в (14)  $\omega t_K = 2\pi n$ :

$$\Phi(\omega_i) = \frac{2\omega_0 \sin \pi n \frac{\omega_i}{\omega_0}}{\omega_0^2 - \omega_i^2}. \quad (20)$$

В формуле (20) при  $\omega_i = \omega_0$  получается неопределенность, раскрывая которую, определим:

$$\Phi(\omega_i = \omega_0) = \frac{\pi n}{\omega_0}. \quad (21)$$

Пользуясь формулами (16), (18), (20) и (21), можно рассчитать точные  $\Phi(\omega_i)$  и приближенные  $\Phi_{a_i}(\omega_i)$  спектры синусоид любой частоты  $\omega_0$ , содержащих целое число периодов  $n$ .

Мы провели расчеты для следующих случаев.

- I.  $\omega_0 = 100\pi$  (частота 50 гц), 1)  $a_i = 18,84 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания 6 гц);  
2)  $a_i = 9,42 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания 3 гц);  
3)  $a_i = 3,14 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания 1 гц).

в (11),

 $\varphi_2$  — $t_k$  ] +

(17)

числу  
целое  
чим

(18)

нощес

(19)

оинодов

(20)

нность,

(21)

читать

пуска-

пуска-

пуска-

II.  $\omega_0 = 100\pi, n = 2, t_k = 1) a_i = 18,84 \frac{1}{\text{сек}};$   
 $= 0,04 \text{ сек.}$

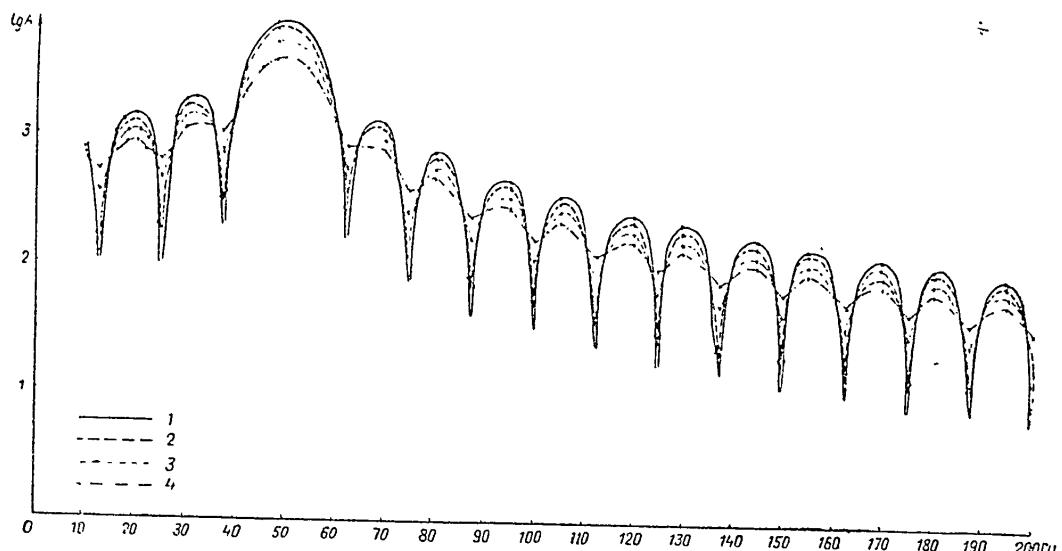
2)  $a_i = 9,42 \frac{1}{\text{сек}};$

3)  $a_i = 3,14 \frac{1}{\text{сек}}.$

III.  $\omega_0 = 100\pi, n = 4, t_k = 1) a_i = 18,84 \frac{1}{\text{сек}};$   
 $= 0,08 \text{ сек.}$

2)  $a_i = 9,42 \frac{1}{\text{сек}};$

3)  $a_i = 3,14 \frac{1}{\text{сек}}.$



Фиг. 7, а.

7а—четыре волны, синусоида 50 гц; 7б—две волны, синусоида 50 гц; 7в—одна волна, синусоида 50 гц. 1 — теоретическая кривая; 2 —  $a = 3,14 \frac{1}{\text{сек}}$ ; 3 —  $a = 6,28 \frac{1}{\text{сек}}$ ;  
4 —  $a = 18,84 \frac{1}{\text{сек}}$ .

На фиг. 7, а, б и в приведены рассчитанные кривые для всех этих случаев в полулогарифмическом масштабе.

Рассмотрение этих кривых позволяет сделать следующие выводы:

1) уменьшение коэффициента затухания во всех случаях приводит к увеличению точности анализа;

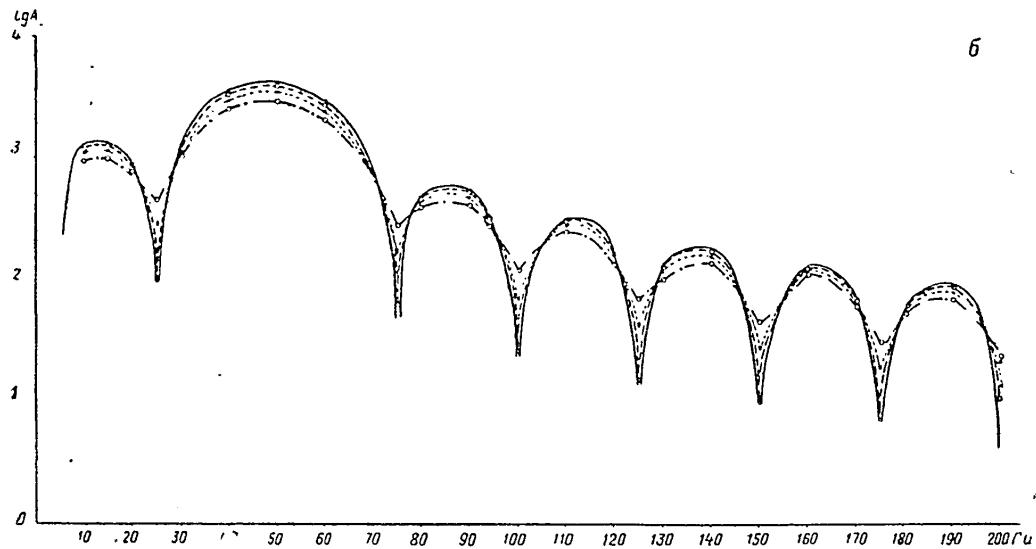
2) при постоянном коэффициенте затухания точность анализа повышается при уменьшении длительности анализируемого импульса;

3) составляющие частотного спектра, относящиеся к области минимумов спектральных кривых, измеряются наименее точно.

Для каждой из девяти кривых приближенного частотного спектра было произведено вычисление средней погрешности  $\Delta a$  по формуле

$$\Delta a = \frac{\sum \frac{\Delta a_{f_i}}{a_{f_i}}}{n}, \quad (22)$$

где  $a_{f_i}$  — амплитуда составляющей точного частотного спектра для частоты  $f_i$  в процентах;  $\Delta a_{f_i}$  — разность между амплитудами со-



Фиг. 7, б, см. обозначения фиг. 7, а.

ставляющих точного и приближенного частотных спектров для той же частоты в процентах;  $n$  — число точек, для которых производилось вычисление отношения  $\frac{\Delta a_{f_i}}{a_{f_i}}$ .

Для вычисления по формуле (22) на каждой кривой были взяты точки через 2 гц.

Результаты вычислений величины  $\Delta a$  следующие (в процентах):

$t_K$ , сек.	$\alpha \frac{1}{\text{сек}}$		
	3,14	9,42	18,84
0,08	11,33	—	85,44
0,04	5,97	16,90	40,54
0,02	1,11	4,40	8,10

Из этих данных следует, что для получения точности анализа в пределах 10% от измеряемых величин, необходимо:

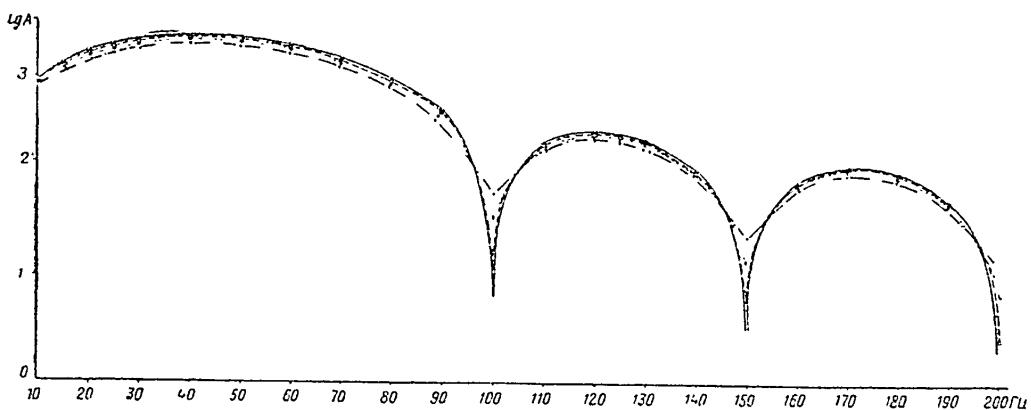
1) при длительности анализируемых сигналов, не превышающей 0,02 сек., применять острорезонансные системы с коэффициен-

нога  
Δa  
(22) для со-  
важно-  
ных  
для про-  
цессов  
ятых:  
ах):  
пиза  
таю-  
мен-

том затухания не более  $20 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания не более 6—7 гц);

2) при длительности анализируемых сигналов, не превышающей 0,04 сек., применять острорезонансные системы с коэффициентом затухания не более  $6-7 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания около 2 гц);

3) при длительности анализируемых сигналов, не превышающей 0,08 сек., применять острорезонансные системы с коэффициентом затухания не более  $3 \frac{1}{\text{сек}}$  (полоса пропускания около 1 гц). Эти выводы являются предварительными, так как сделаны на основании изучения спектров сигналов, имеющих вид отрезка синусоиды. Сейсмические сигналы, несомненно, имеют более сложную форму,



Фиг. 7, в.

однако в первом приближении произведенные расчеты дают возможность ориентироваться при выборе коэффициентов затухания острорезонансных систем для анализа сигналов той или иной длительности.

### ОПЫТЫ

При анализе частотных спектров помимо неточности, вызываемой тем или иным соотношением между длительностью анализируемого сигнала и постоянными временеми анализирующих гальванометров, появляются случайные погрешности измерения, число которых так же, как и их величина, зависят от способа обработки.

Чтобы получить представление о получаемой точности анализа, нами были проведены следующие опыты.

Проводился анализ звуковой волны при взрыве из водоема. Сигналы, проходившие через широкополосные каналы, регистрировались на отдельном осциллографе в крупном масштабе. С этих неискаженных записей были сняты амплитуды  $a(t_i)$  через каждую миллисекунду и рассчитаны частотные спектры по формуле

$$\Phi(\omega_i) = \sqrt{\sum a(t_i) \sin \omega_i t_i]^2 + [\sum a(t_i) \cos \omega_i t_i]^2}. \quad (23)$$

Записи анализирующих гальванометров обрабатывались всеми тремя способами, указанными выше.

Длительность анализируемых колебаний в двух случаях была около 0,07 сек., в одном — 0,14 сек. Полученные кривые приведены на фиг. 8а, 8б и 8в слева, справа приведены соответственно записи анализируемых колебаний.

Сравнение кривых, рассчитанных по широкополосным записям, с кривыми, полученными при помощи анализирующих гальванометров, позволяет сделать следующие выводы:

- 1) точность анализа уменьшается с увеличением длительности анализируемых сигналов;
- 2) все три способа обработки обеспечивают в среднем одинаковую точность;
- 3) весь ход кривых спектра, включая даже исключительные подробности, определяется достаточно уверенно и надежно.

### ЧАСТОТНЫЙ СОСТАВ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

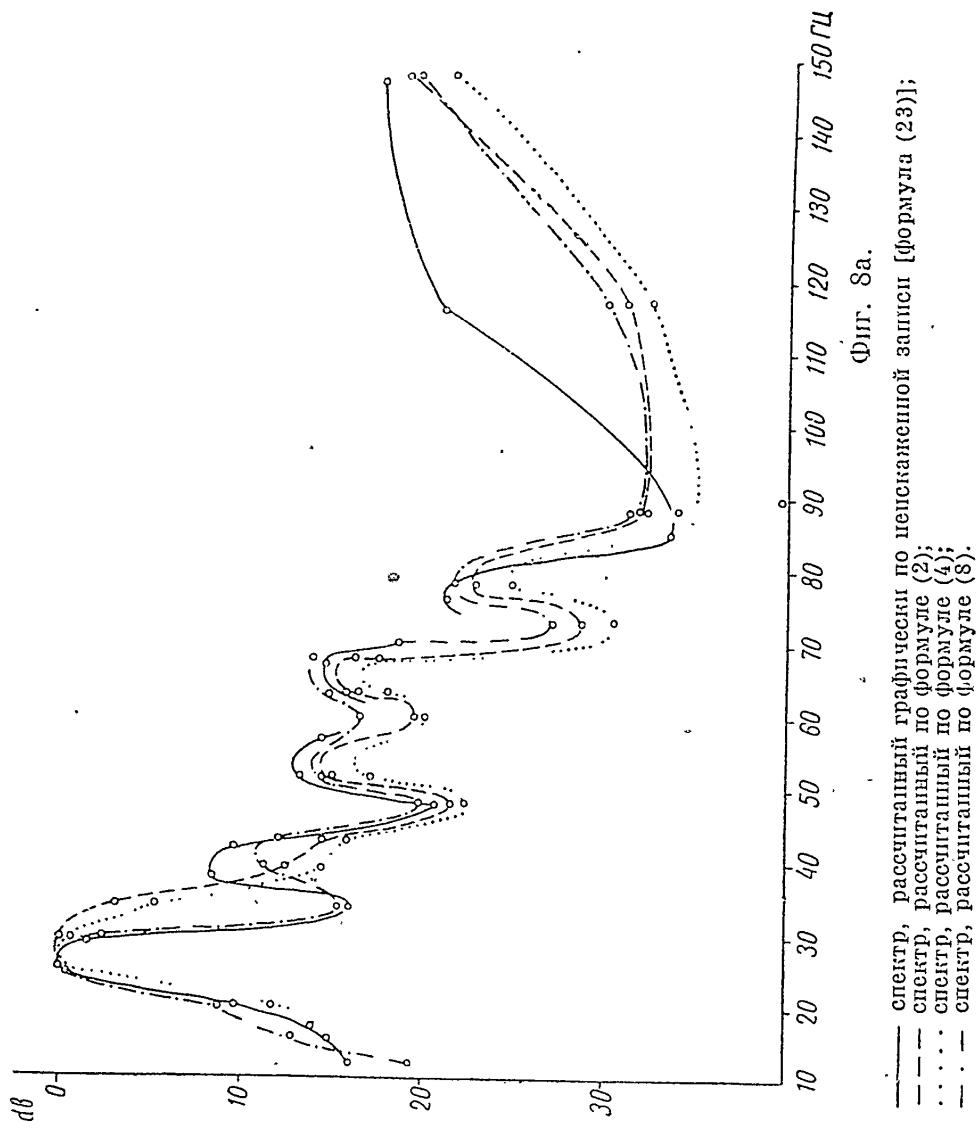
В 1952 г. с описываемой аппаратурой были проведены опытные работы на одной из площадей Туймазинского нефтеносного района. Основной целью этих работ являлась разработка методики частотного анализа.

Попутно был получен материал, характеризующий частотный состав отраженных волн в районе работ. На фиг. 9 приведено пять графиков частотных спектров различных отраженных волн. На каждом графике даны спектры одного и того же отражения, полученные в различных точках исследуемой площади. Рассмотрение кривых фиг. 9 показывает следующее:

- 1) большинство спектральных кривых имеет резко выраженный резонансный характер;
- 2) частотные спектры одного и того же отражения не остаются постоянными при изменении точки наблюдения; наблюдаются значительные изменения спектральных кривых, относящихся к одному и тому же отражению;
- 3) во всех случаях максимальная энергия колебаний падает на частоты, не превышающие 50 гц.

Причины непостоянства частотного состава одного и того же отражения остались невыясненными. Такими причинами могут быть как изменения условий взрыва и установки сейсмоприемников, так и изменения строения зоны малых скоростей или характер отражающей поверхности. Изучению этих причин будут посвящены дальнейшие работы. Однако независимо от причин, вызвавших непостоянство частотных спектров отраженных волн на исследуемой площади, сам факт существования такого непостоянства имеет большое значение.

Если непостоянство частотных спектров вызвано изменениями характера отражающих границ или изменением состава или свойств пород, лежащих выше отражающих границ, то вместе с изменением частотного спектра отражения должна изменяться и та фильтрация,



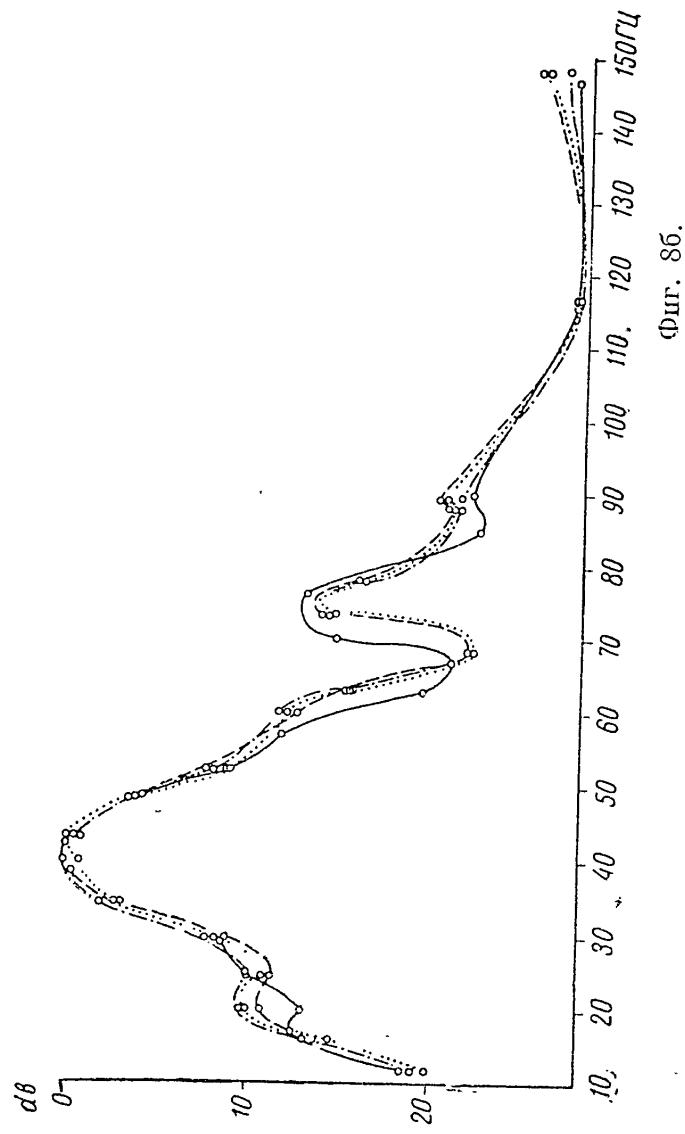
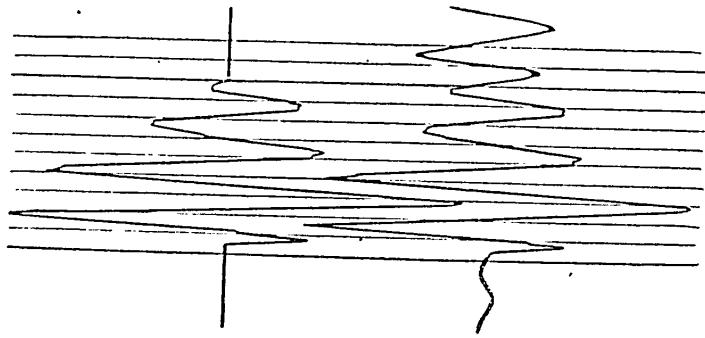
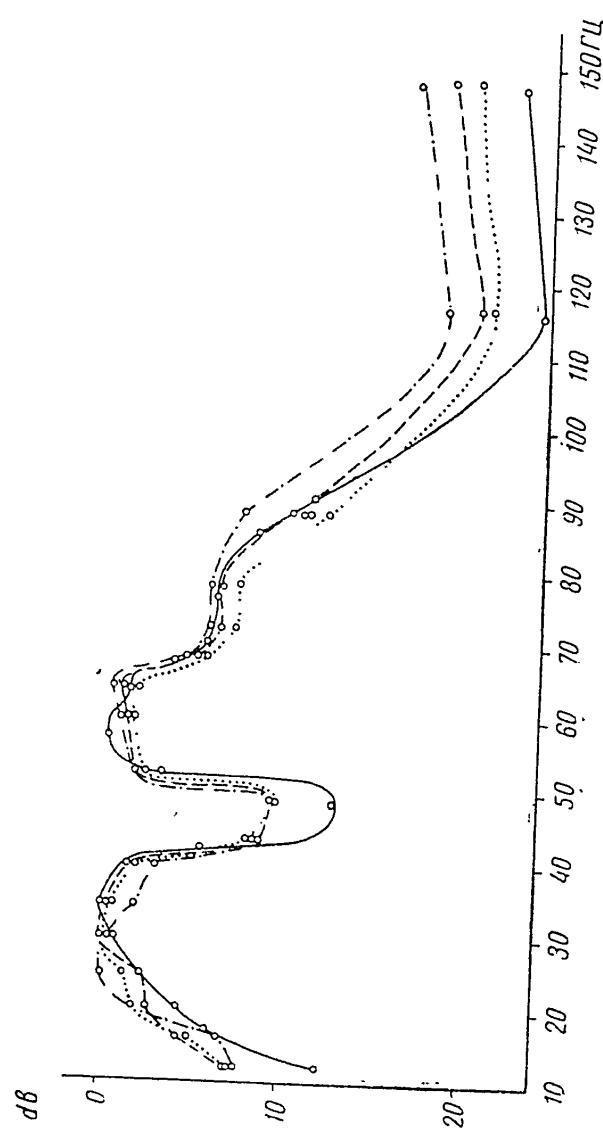
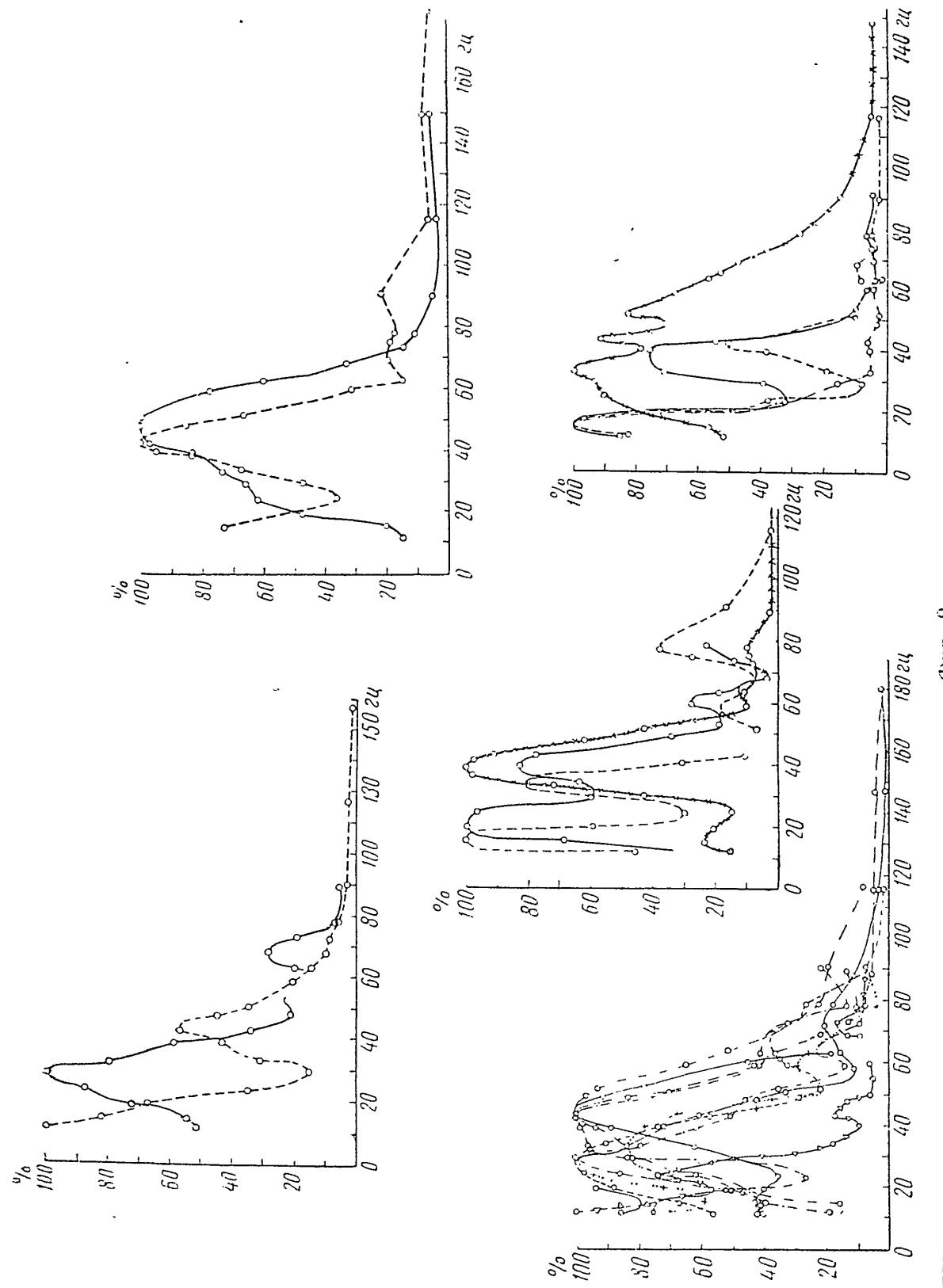


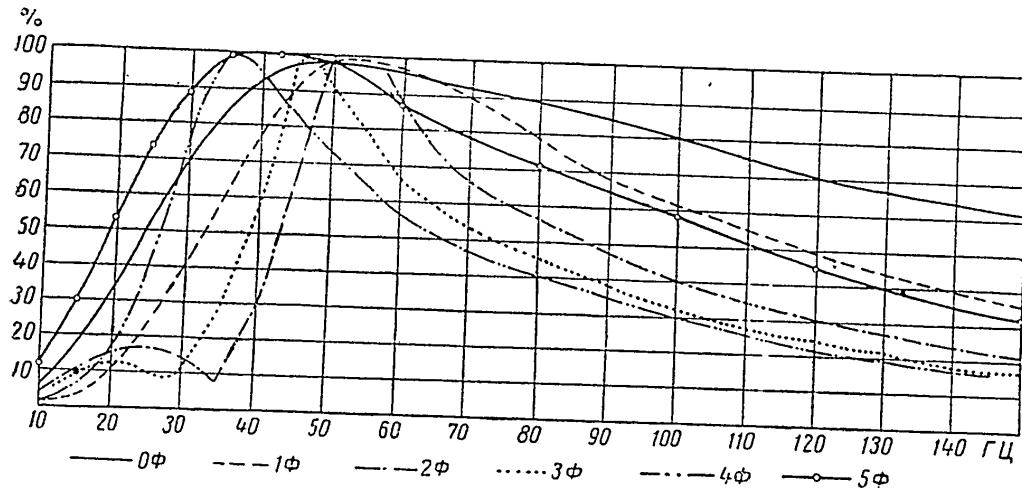
FIG. 86.



Фиг. 8<sub>в</sub>, см. обозначения фиг. 8<sub>а</sub>.



которая является оптимальной с точки зрения его выделения на фоне нерегулярных помех. Поэтому для обеспечения наиболее полной корреляционной связки по всем регистрируемым осиам синфазности отраженных волн необходимо на участках с большим уровнем нерегулярных помех производить систематические наблюдения на нескольких фильтрациях.



Фиг. 10.

Если нестационарность частотных спектров вызвано изменениями условий взрыва или приема, то очевидно, что в этом случае спектры всех волн, возбуждаемых взрывом, изменяются одинаково и сделанный выше вывод о необходимости систематического наблюдения на нескольких фильтрациях отпадает.

Проверить справедливость высказанных выше соображений следует при помощи постановки специальных опытных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Береза Г. В., Слуцковский А. И. Блок апализирующих гальваниометров для приближенного частотного анализа сейсмических колебаний. Обмен производственным опытом. Разведочная и промысловая геофизика, вып. 4. Гостоптехиздат, 1952.
2. Вуюцкий В. С. Резонансные системы с компенсацией остаточных процессов. Прикладная геофизика, вып. 5. Гостоптехиздат, 1948.
3. Вуюцкий В. С., Слуцковский А. И. Частотный анализ сейсмических колебаний. Прикладная геофизика, вып. 8. Гостоптехиздат, 1952.
4. Вуюцкий В. С., Слуцковский А. И. Частотный состав отраженных волн и реверберационных помех на море. Сб. «Материалы по обмену опытом». Разведочная и промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1951.
5. Слуцковский А. И. К вопросу о частотном анализе. Прикладная геофизика, вып. 9. Гостоптехиздат, 1952.
6. Харкевич А. А. Синтры и анализ. ГИТТЛ, 1952.

*М. Г. Шмидт*

## К МЕТОДИКЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВСТРЕЧНЫХ ГОДОГРАФОВ ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ ПРИ НЕРОВНОМ РЕЛЬЕФЕ И ОТСУТСТВИИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗОНЫ МАЛЫХ СКОРОСТЕЙ

### ВВЕДЕНИЕ

При интерпретации годографов первых вступлений (речь идет о годографах первых вступлений, полученных попутно при работах МОВ), как известно, вводятся поправки в наблюденные годографы, приводимые к какой-то условной горизонтальной линии — линии приведения. Это необходимо делать как минимум в той стадии, когда определяются скорости: истинные в верхнем слое и граничные в нижележащих слоях (принимаемые на практике обычно за пластовые)<sup>1</sup>. Для определения поправок используются данные специальных наблюдений зоны малых скоростей (ЗМС), располагаемых вдоль разведочных профилей, с частотой, как правило, одно наблюдение на 1—2 км профиля (в редких случаях чаще).

В настоящей работе предлагается способ интерпретации годографов первых вступлений, который основан на операциях только над наблюденными годографами первых вступлений (при некоторых предположениях относительно строения среды, оправдываемых обычно на практике). Описываемый способ дает возможность производить учет влияния ЗМС и рельефа на годографы преломленных и отраженных волн.

Идея использования годографов первых вступлений, полученных попутно при работах МОВ, для определения поправок за ЗМС и рельеф или по крайней мере исключения влияния ЗМС и рельефа, как известно, не является новой. Способ определения поправок за ЗМС по наблюденным годографам прямых волн (первым ветвям годографов первых вступлений) уже давно известен в практике. В печати указания на возможность его применения имеются в работах [2] (стр. 323) и [4] (стр. 500—506). Годографы первых вступлений преломленных волн используются в способе  $t_4$  [3].

---

<sup>1</sup> В частном случае, когда ветви прямого и обратного годографов, относящиеся к одной и той же границе, «перекрывают» друг друга на некотором протяжении, определение граничной скорости, как известно, можно производить методом «разностного годографа» (см. [1], стр. 124—128).

(стр. 54—60) для исключения влияния неоднородности верхней части разреза на годографы отраженных волн. Не вдаваясь в сравнительную оценку способов, мы подчеркнем лишь, что предлагаемый способ, основанный на рассмотрении структуры годографов первых вступлений, применим при интерпретации годографов, отвечающих многослойному разрезу, и с этой точки зрения, по нашему мнению, является более общим, чем способы, упомянутые выше.

Имеющийся опыт говорит о том, что при применении описываемого способа появляется возможность значительно снизить объем специальных наблюдений ЗМС.

Впервые данный способ был применен нами при обработке полевых материалов в начале 1951 г. в ГСГК (ныне трест Моснефтегеофизика).

## ТЕОРИЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВСТРЕЧНЫХ ГОДОГРАФОВ ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ

### Случай трехслойной среды

В обычно встречающихся на практике случаях та часть разреза, которая доступна исследованию сравнительно короткими годографами первых вступлений (полученными, например, попутно при работах методом отраженных волн), состоит из небольшого числа слоев. Это число нередко сводится к трем (первый слой ЗМС<sup>1</sup>), иногда даже к двум.

В настоящем разделе излагается решение задачи интерпретации встречных годографов первых вступлений для трехслойной среды.

**Строение среды и условия наблюдений.** Имеем трехслойную среду, состоящую из слоев  $(v_0, h_0)$ ,  $(v_1, h_1)$ ,  $(v_2, h_2 = \infty)$ , где  $(v_0, h_0)$  — ЗМС. Подошва первого слоя имеет произвольную форму, вторая граница прямолинейна. Скорость  $v_0$  меняется в горизонтальном направлении:  $v_0 = v_0(x)$ , скорости  $v_1$  и  $v_2$  постоянны.

Взрывы производятся в скважинах, забои которых установлены ниже подошвы ЗМС в пределах слоя  $(v_1, h_1)$ <sup>2</sup>. Наблюдаются два встречных годографа первых вступлений: при взрывах в пунктах А и Б. Длина взрывного интервала  $L$ . Величина  $L$  выбрана таким образом, что изломы прямого и обратного годографов приурочиваются к точкам линии наблюдения, ни в каких комбинациях не совпадающим друг с другом.

Условные обозначения:  $t$  — время годографа первых вступлений;  $t_1$  — время пробега прямой волны, распространяющейся по слою  $(v_1, h_1)$ ;  $t_2$  — время пробега преломленной волны,

<sup>1</sup> Известно, что ЗМС, вообще говоря, состоит не из одного слоя. Если взрывы производятся ниже подошвы ЗМС, строение ЗМС не имеет практического интереса при учете ее влияния на наблюдавшиеся годографы (с точки зрения рассматриваемой ниже теории). При взрывах в толще ЗМС учет структуры ЗМС является небезинтересным.

<sup>2</sup> Как будет показано ниже (стр. 134, 135), эти ограничения несущественны и введены для того, чтобы упростить основное рассуждение.

распространяющейся по кровле слоя ( $v_2 h_2 = \infty$ ); величины, специфические для времен пробега волн, возбужденных в пункте взрыва  $A$ , снабжены индексом  $A$ ; соответствующие величины, относящиеся к пункту  $B$ , имеют индекс  $B$ ;  $x_1$  — абсцисса точки излома годографа первых вступлений. Начало координат помещаем в пункт взрыва  $A$ . Другие условные обозначения вводятся по мере изложения.

В данной работе с самого начала применяется слово «рельеф» в смысле рельеф дневной поверхности, от которого отличаем рельеф подошвы ЗМС. Там, где речь идет о влиянии рельефа, поправках за рельеф, подразумевается рельеф подошвы ЗМС (слова «подошвы ЗМС» опускаются для краткости и для придания этим выражениям вида, привычного в практике).

Разбираются три случая:  $x_{1A} < x_{1B}$ ,  $x_{1A} > x_{1B}$  и  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$ .

Случай  $x_{1A} < x_{1B}$ . Напишем выражения для времен наблюдаемых годографов первых вступлений. С этой целью будем представлять время пробега любой волны в виде двух частей. Первая часть  $\tau$  описывает пробег волны ниже (или по) плоскости приведения, совпадающей с забоем взрывной скважины на данном пункте взрыва. Величина второй части  $\Delta\tau$  равна поправке, которую надо прибавить к  $\tau$ , чтобы получить наблюдаемое время. Предполагаем, что лучи в слое ( $v_0$ ,  $h_0$ ) направлены вертикально.

Составляя соответствующие выражения для  $\tau_{A, B}$ ,  $\Delta\tau_{A, B}$  и беря суммы  $\tau_{A, B}$  и  $\Delta\tau_{A, B}$ , имеем согласно фиг. 1

$$t_A(x) = \begin{cases} t_{1A} = \frac{x}{v_1^*} + \delta_A(x) + \Delta t_1(x) & \text{при } x < x_{1A}, \\ t_{2A} = t_{02A} + \frac{x}{v_2^*} + \Delta t_1(x) + \Delta t_{2A}(x) & \text{при } x > x_{1A}, \end{cases} \quad (1)$$

$$t_B(x) = \begin{cases} t_{1B} = \frac{L-x}{v_1^*} + \delta_B(x) + \Delta t_1(x) & \text{при } x > x_{1B}, \\ t_{2B} = t_{02B} + \frac{L-x}{v_2^*} + \Delta t_1(x) + \Delta t_{2B}(x) & \text{при } x < x_{1B}, \end{cases} \quad (2)$$

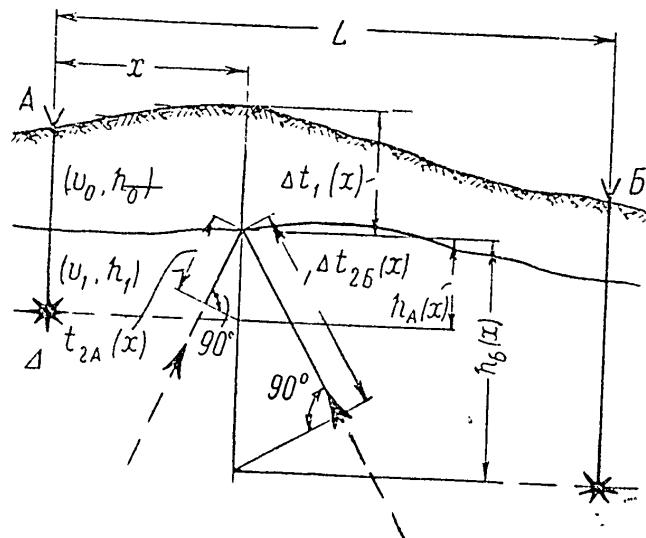
$$t_B(x) = \begin{cases} t_{1B} = \frac{L-x}{v_1^*} + \delta_B(x) + \Delta t_1(x) & \text{при } x > x_{1B}, \\ t_{2B} = t_{02B} + \frac{L-x}{v_2^*} + \Delta t_1(x) + \Delta t_{2B}(x) & \text{при } x < x_{1B}, \end{cases} \quad (3)$$

где

$$\delta_A(x) = [\sqrt{x^2 + h_A^2(x)} - x] \frac{1}{v_1^*}; \quad \delta_B(x) = [\sqrt{(L-x)^2 + h_B^2(x)} - (L-x)] \frac{1}{v_1^*}.$$

Далее поступаем следующим образом. Строим функцию  $t_A(x) - t_B(x) = T(x)$ . Назовем ее «линией обращения встречных годографов первых вступлений», или кратко «линией обращения». «Линия обращения» представляет линию, ординаты которой равны разности ординат встречных годографов первых вступлений и относятся к тем же точкам линии наблюдения, для которых берутся эти разности.

Отметим, что составление разности времен встречных годографов используется и в методе «разностного годографа» ([1], стр. 124—128). Особенностью «линии обращения» по сравнению с «разностным годографом» является то, что при ее построении берутся разности времен пробега воли, относящихся не только к одной, но и к разным границам раздела и даже к разным типам (прямая и преломленная волны).



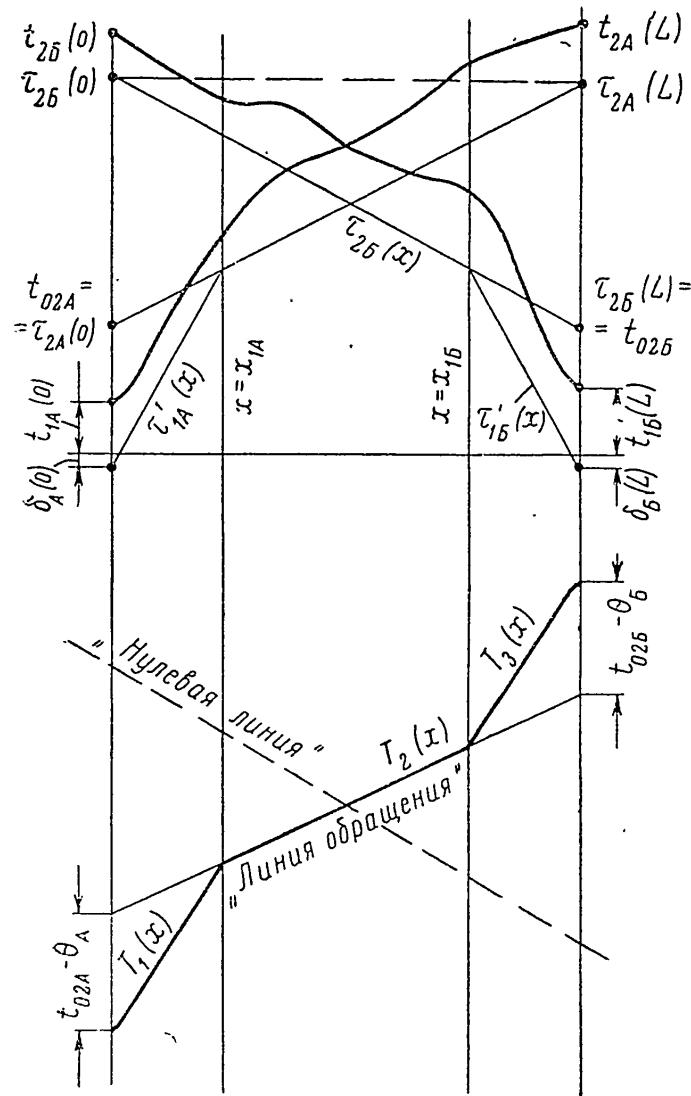
Фиг. 4.

«Линия обращения» характеризуется следующим выражением:

$$T(x) = \begin{cases} T_1 = t_{1A} - t_{2B} = x\left(\frac{1}{v_1^*} + \frac{1}{v_2^*}\right) - \left(\frac{L}{v_2^*} + t_{02B}\right) + \\ \quad + [\delta_A(x) - \Delta t_{2B}(x)] \text{ при } x < x_{1A}, & (5) \\ T_2 = t_{2A} - t_{2B} = x\left(\frac{1}{v_2^*} + \frac{1}{v_2^*}\right) - \left(\frac{L}{v_2^*} + t_{02B} - t_{02A}\right) + \\ \quad + [\Delta t_{2A}(x) - \Delta t_{2B}(x)] \text{ при } x_{1A} < x < x_{1B}, & (6) \\ T_3 = t_{2A} - t_{1B} = x\left(\frac{1}{v_2^*} + \frac{1}{v_1^*}\right) - \left(\frac{L}{v_1^*} - t_{02A}\right) + \\ \quad + [\Delta t_{2A}(x) - \delta_B(x)] \text{ при } x > x_{1B}. & (7) \end{cases}$$

Рассмотрим фиг. 2 и выражения (5), (6), (7). Будем двигаться вдоль «линии обращения» от пункта взрыва  $A$  к пункту взрыва  $B$ . Мы видим, что излом «линии обращения», за которым следует звено, характеризующееся уменьшенным по отношению к предыдущему звену наклоном, связан с изломом годографа  $t_A$  и из соотношения  $T_1 = T_2$  находится при  $x = x_{1A}$ ; излом, разделяющий звенья с обратным порядком наклонов, связан с изломом годографа  $t_B$  и из соотношения  $T_2 = T_3$  находится при  $x = x_{1B}$ .

Интересно, в частности, следующее. В то время как изломы наблюденных годографов затушеваны, а нередко совершенно скрыты вследствие колебаний ЗМС, т. е. достаточно слабых изменений  $\Delta t_1(x)$ , особенно при небольшом отличии  $v_1$  от  $v_2$ , влияние ЗМС на «линию обращения» отсутствует. Это видно из выражений (5), (6), (7).



Фиг. 2. К интерпретации «линии обращения».

На первый взгляд одним из недостатков оперирования с «линией обращения» является то, что при ее построении происходит суммирование наклонов налегающих ветвей годографов и поэтому она как бы «растянута» в вертикальном направлении по сравнению с исходными годографами и менее дифференцирована. Этот недостаток устраняется, если вести построение «линии обращения» не от горизонтальной, а от наклонной линии, выбранной таким образом, чтобы в той или иной степени «сжать» «линию обращения» (в част-

ности, так построена «линия обращения» на фиг. 2). Ниже (стр. 133), будет показано, что способ построения от наклонной линии в принципе не должен оказывать влияния на результаты интерпретации. Построение от наклонной линии аналогично построению в измененном масштабе. Так же, как выбирается оптимальный масштаб, выбирается и оптимальный наклон «нулевой линии».

Переходим к интерпретации «линии обращения». Рассмотрим определение параметров годографа  $t_A : t_{02A}$ ,  $v_{2A}^*$  и  $v_1^*$  (параметры годографа  $t_B$  определяются аналогично).

Определим разность  $T_2(0) - T_1(0)$ :

$$T_2(0) - T_1(0) = t_{2A}(0) - t_{1A}(0) = t_{02A} + \Delta t_{2A}(0) - \delta_A(0).$$

Из фиг. 1 видим, что

$$\Delta t_{2A} = \frac{h_A(x) \cos i_A}{v_1}; \quad \delta_A(0) = \frac{h_A(0)}{v_1},$$

следовательно,

$$\Delta t_{2A}(0) - \delta_A(0) = -\frac{h_A(0)}{v_1} (1 - \cos i_A) = \theta_A.$$

Наиболее просто вычисление  $t_{02A}$ , когда можно положить  $\cos i_A \approx 1$ . Тогда

$$t_{02A} = T_2(0) - T_1(0). \quad (8)$$

На фиг. 4 изображены графики предельных величин  $h_A(0) = h'$  (соответствующих заданным величинам  $v_1$  и  $\frac{v_1}{v_2}$ ), при которых приближение  $\cos i_A \approx 1$  можно считать справедливым. Если окажется, что это приближение слишком грубо, то необходимо учитывать член

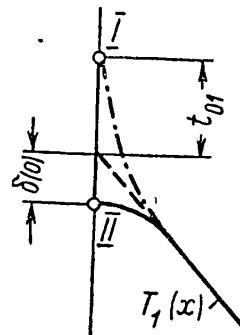
$$\theta_A = -\frac{h_A(0)}{v_1} (1 - \cos i_A) = -\delta_A(0) (1 - \cos i_A). \quad (8')$$

В выражении для  $\theta_A$  величина  $\delta_A(0)$  определяется в принципе точно по первому звену «линии обращения» (фиг. 3); величина  $\cos i_A$  в предположении малости углов наклона преломляющей границы определяется по приближенной формуле

$$\cos i_A = \sqrt{1 - \left(\frac{v_1'}{v_2'}\right)^2},$$

где  $v_1'$  и  $v_2'$  — приближенные величины  $v_1$  и  $v_2$ , вычисленные по наблюденным годографам.

При использовании формулы (8'), являющейся приближенной, предельная величина  $h_A(0) = h''$ , при которой еще возможно применение формулы (8'), в то же время предельная



Фиг. 3.

I — взрыв выше подошвы ЗМС. II — взрыв ниже подошвы ЗМС.

величина углубления забоя взрывной скважины под подошву ЗМС, при которой еще возможно применение описываемого метода, определяется на основании следующих соображений. Полагаем, что  $v_1$  и  $v_2$  определяются с точностью  $\left| \frac{\Delta v}{v} \right| \leqslant 10\%$ . Тогда величина  $\frac{v_1}{v_2}$  будет определяться с точностью  $\left| \frac{\Delta \left( \frac{v_1}{v_2} \right)}{\frac{v_1}{v_2}} \right| \leqslant 20\%$ .

Возьмем для величины  $\left| \frac{\Delta \left( \frac{v_1}{v_2} \right)}{\frac{v_1}{v_2}} \right|$  предельную оценку:

$$\left| \frac{\Delta \left( \frac{v_1}{v_2} \right)}{\frac{v_1}{v_2}} \right| \cong 20\%.$$

Имеем

$$\Delta\theta = \frac{h''}{v_1} [\cos i - \cos i'],$$

где

$$i = \arcsin \left( \frac{v_1}{v_2} \right), \quad i' = \arcsin \left( 1,2 \frac{v_1}{v_2} \right), \text{ т. е. } \frac{v_1'}{v_2'} = 1,2 \frac{v_1}{v_2},$$

откуда

$$h'' = \frac{\Delta\theta v_1}{\cos i - \cos i'} . \quad (8'')$$

По формуле (8'') рассчитаны графики, приведенные на фиг. 4. Подчеркиваем, что поскольку определение  $t_{02A}$  в первом приближении проще, то по графикам фиг. 4 вначале следует оценивать возможность использования первого приближения  $t_{02A} = T_2(0) - T_1(0)$  и в крайнем случае переходить ко второму приближению  $t_{02A} = T_2(0) - T_1(0) + \theta$ .

Определим величины  $v_{2A}^*$  и  $v_1^*$ . Величина  $\Delta\tau_A$  для времени преломленной волны записывается как сумма двух слагаемых (см. фиг. 2):

$$\Delta\tau_{2A} = \Delta t_1(x) + \Delta t_{2A}(x),$$

где  $\Delta t_1(x)$  — время пробега по ЗМС;  $\Delta t_{2A}$  — время пробега от линии приведения до подошвы ЗМС.

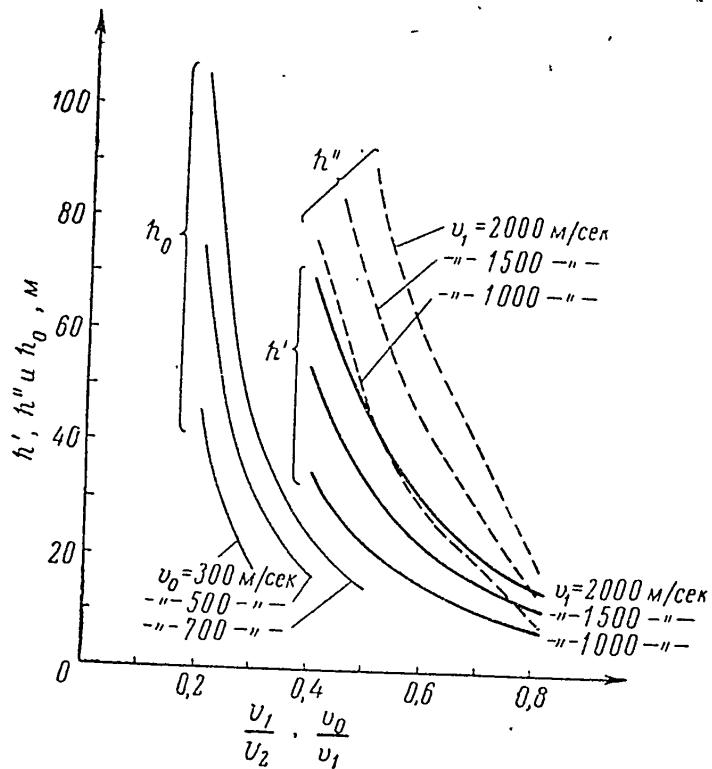
Подчеркиваем, что величина  $\Delta t_1(x)$  в выражении (2) всегда имеет знак „+“, величина  $\Delta t_{2A}$  — алгебраическая, знак ее зависит от знака превышения подошвы ЗМС над плоскостью приведения. Если плоскость приведения проходит ниже подошвы ЗМС, знак  $\Delta t_{2A}(x)$  положительный и наоборот.

*Построение исправленного годографа  $\tau_{2A}(x)$ .* Годограф преломленной волны  $\tau_{2A}(x)$  мы будем строить по двум точкам:  $t_{02A}$  и взаимной

точке (на пункте  $B$ ). Таким образом, задача состоит в определении взаимного времени исправленного годографа  $\tau_{2A}(L)$

$$\tau_{2A}(L) = t_{2A}(L) - \Delta\tau_{2A}(L). \quad (9)$$

На пункте взрыва нам известно «вертикальное время»  $t_{1B}(L)$ .



Фиг. 4. Графики допустимых величин мощности ЗМС ( $h_0$ ), допустимых углублений скважин под ЗМС ( $h''$ ), максимальных углублений скважин под ЗМС, при которых возможно использование приближения  $\cos i_A \approx 0$  ( $h'$ ).

Для  $\Delta\tau_{2A}(L)$  мы имеем следующее приближенное выражение

$$\Delta\tau_{2A}(L) = \Delta t_1(L) + \left| \delta_B(L) + \frac{h_A(L) - h_B(L)}{v_1'} \right| \cos i_A, \quad (10)$$

где  $i_A = \arcsin \frac{v_1'}{v_2'}$ ;  $v_1'$  и  $v_2'$  — приближенные значения  $v_1$  и  $v_2$ , определенные по наблюденным годографам;  $\delta_B(L)$  определяется согласно фиг. 3;  $\Delta t_1 L = t_{1B}(L) - \delta_B(L)$ ,  $\left| \delta_B(L) + \frac{h_A(L) - h_B(L)}{v_1'} \right|$  — алгебраическая величина.

Когда  $\cos i_A$  можно положить равным единице (фиг. 4), формула превращается в следующую:

$$\Delta\tau_{2A}(L) = t_{1B}(L) + \frac{h_A(L) - h_B(L)}{v_1'}.$$

Вычислив по формуле (9) значение  $\tau_{2A}(L)$ , строим исправленный годограф  $\tau_{2A}(x)$  и ограничиваем его в точке  $x_{1A}$ , определенной предварительно по «линии обращения».

По  $\tau_{2A}(x)$  замеряем  $v_{2A}^*$ .

*Построение линии  $\tau_{1A}'$ .* В точке  $x_{1A}$  нам заданы: наблюденное время преломленной волны  $t_{2A}(x_{1A})$  и исправленное время  $\tau_{2A}(x_{1A})$ . Их разность  $\Delta\tau_{2A}(x_{1A})$  равна

$$\Delta\tau_{2A}(x_{1A}) = \Delta t_1(x_{1A}) + \Delta t_{2A}(x_{1A}).$$

Однако величины  $\Delta t_1(x_{1A})$  и  $\Delta t_{2A}(x_{1A})$  мы по отдельности не знаем. Отсюда следует, что исправленный годограф прямой волны  $\tau_{1A}(x)$  построить нельзя.

Произведем приближенное построение и выясним его смысл. Проведем прямую через точки  $[0, -\delta(0)]$  и  $[x_{1A}, \tau_{2A}(x_{1A})]$ . Эта линия (которую мы обозначим через  $\tau_{1A}'$ ) вообще не параллельна  $\tau_{1A}(x)$ . Они становятся параллельны только при  $h_A(0) = h_A(x_{1A})$ , т. е. при горизонтальном залегании подошвы ЗМС; Сравнивая определения  $v_1^*$  по  $t_{1A}$  (наблюденному годографу) и по  $\tau_{1A}'$ , видим: наклон наблюденного годографа искажается (отличается от  $v_1^*$ ) в основном за счет изменений ЗМС; наклон линии  $\tau_{1A}'$  свободен от влияния ЗМС, но на него оказывает влияние рельеф.

Возникает вопрос, целесообразна ли при определении  $v_1^*$  замена влияния ЗМС влиянием рельефа? Мы считаем, опираясь на имеющийся опыт, что такая замена целесообразна.

Итак, подводя итог, формулируем следующее правило определения  $v_1^*$ : строим линию  $\tau_{1A}'$ ;  $v_1^*$  равна «кажущейся скорости», замеренной по линии  $\tau_{1A}'$ .

Случай  $x_{1A} > x_{1B}$ . При помощи формул (1) — (4) выражение для «линии обращения» записывается аналогично предыдущему, и мы его не приводим.

Определим разность  $T_3(0) - T_2(0)$ :

$$T_3(0) - T_2(0) = t_{2A}(0) - t_{1A}(0) = t_{02A} - 0. \quad (11)$$

Как можно видеть, если  $x_{1A} > x_{1B}$ , обе исходные величины  $T_3(0)$  и  $T_2(0)$  в формуле (11) приходится определять при помощи экстраполяции. При этом происходит следующее. При  $x_{1B} < x < x_{1A}$  можно полагать  $\delta_A(x) \approx 0$  и  $\delta_B(x) = 0$ , следовательно, при  $x_{1B} < x < x_{1A}$  уравнение для  $T_2(x)$  представляет прямую линию; линия  $T_2(x)$  отклоняется от прямой при  $x=0$ , но мы это отклонение определяем согласно фиг. 3. Таким образом, определение  $T_2(0)$  не требует дополнительных ограничений по сравнению со случаем  $x_{1A} < x_{1B}$ . Иначе обстоит дело с определением  $T_3(0)$ ; можно считать, что при достаточно больших величинах  $L - x$  (во всяком случае при  $L - x > 50$  м)  $\delta_B(x) \approx 0$ ; рассматривая выражение

для  $T_3(x)$ , приходим к выводу, что ЗМС не влияет на величину  $T_3(x)$ , влияние же рельефа сохраняется. Ясно, что мы имеем право производить линейную экстраполяцию  $T_3(x)$ , если  $\Delta t_{2A}(x)$  представлена прямой линией.

Таким образом, при решении задачи для случая  $x_{1A} > x_{1B}$  существенно следующее предположение: подошва ЗМС прямо-линейна (при этом она может иметь наклон).

Построение годографа  $\tau_{2A}(x)$  и линии  $\tau'_{1A}(x)$  производится по правилам предыдущего раздела. Все замечания предыдущего раздела, касающиеся  $\tau_{2A}(x)$  и  $\tau'_{1A}(x)$ , остаются в силе.

Случай  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$ . Напишем выражение для «линии обращения» (которая состоит на этот раз из одного звена):

$$T(x) = t_{1A} - t_{1B} = x \frac{2}{v_1^*} + [\delta_A(x) - \delta_B(x)].$$

Мы могли бы определить  $v_1^*$  непосредственно по наклону «линии обращения». Практически такой способ неудобен. Для этого надо было бы строить «линию обращения» от горизонтальной линии, будучи уже заранее увереными, что мы имеем случай  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$ , в то время как в действительности положение точек  $x_{1A}$  и  $x_{1B}$  в условиях первичного рельефа становится известным только после построения «линии обращения». Проще строить годограф  $\tau'_{1A}$  по двум точкам  $[0, -\delta(0)]$  и  $\{L, t_{1A}(L) - [t_{1B}(L) - \delta_B(L)]\}$  на основании правил, изложенных выше.

О построении «линии обращения» от наклонной прямой. Относительно преимуществ построения «линии обращения» от наклонной прямой уже говорилось. Построение от наклонной линии аналогично прибавлению к величине  $T(x)$  некоторой дополнительной величины  $\Delta T(x)$ . Однако особенность обработки «линии обращения» заключается в том, что искомые величины определяются путем составления разности значений функций — звеньев «линии обращения» — при некоторых одинаковых для той и другой функций значениях  $x$ . Тем самым величина  $\Delta T(x)$  исключается. Так как  $\Delta T(x)$  — прямая, то линейная экстраполяция, в частности, продолжает быть законной.

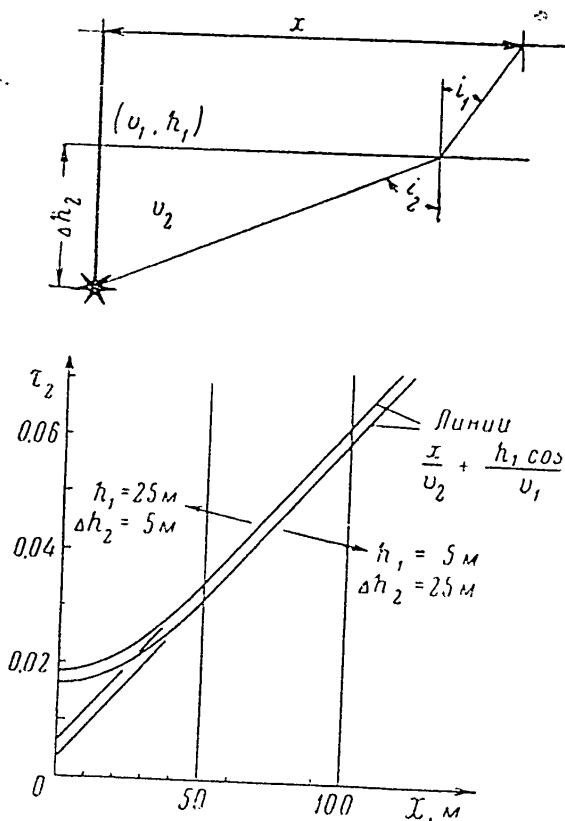
О вертикальности лучей в ЗМС. При построении «линии обращения» нам составлялись следующие разности:  $t_{1A} - t_{2B}$ ,  $t_{1A} - t_{1B}$ ,  $t_{2A} - t_{2B}$ . Выражения для соответствующих разностей времен про-бега по ЗМС обозначим через  $\Delta_1$ ,  $\Delta_2$ ,  $\Delta_3$ . Нетрудно видеть, что  $\Delta_1 > \Delta_3$ ,  $\Delta_1 > \Delta_2$ . Произведем расчет выражения вида  $\Delta_1$  для наиболее неблагоприятного случая: луч преломленной волны подходит к подошве ЗМС вертикально, луч прямой волны — горизон-тально. Тогда

$$\Delta_1 = \frac{h_0}{v_0} \left( \frac{1}{\cos i} - 1 \right),$$

где  $i = \arcsin \frac{v_0}{v_1}$ .

Вычисления, представленные на фиг. 4, говорят о том, что в подавляющем большинстве случаев оправдывается предположение о вертикальности лучей в ЗМС применительно к рассмотренной теории.

Закончим раздел общим замечанием о построении исправленных годографов. На тех участках, где поправка за ЗМС и рельеф отрицательна (т. е. поправка за рельеф отрицательна и имеет большую абсолютную величину, чем поправка за ЗМС), исправленный годограф может проходить выше наблюдаемого годографа. Это, казалось бы, известный случай, но нередко на практике он вызывает недоумение.



Фиг. 5. Случай взрывов в слое  $(v_2, h_2)$ :  
 $v_1 = 1700$  м/сек;  $v_2 = 1890$  м/сек.

делим время пробега прямой волны до подошвы ЗМС. Из фиг. 5 имеем

$$x = h_1 \operatorname{tg} i + h_2 \operatorname{tg} i_2, \\ t = \frac{h_1}{\cos i_1 v_1} + \frac{h_2}{\cos i_2 v_2}, \quad (12)$$

где  $i_1 = \arcsin \left[ \sin i_2 \frac{v_1}{v_2} \right]$ .

На основании формул (12) были произведены расчеты. При расчетах принималось во внимание следующее: предполагаемое максимальное углубление забоя взрывной скважины под подошву ЗМС не должно превышать 30 м (ориентировочный предел применимости рассматриваемого способа), поэтому

$$h_1 + \Delta h_2 = 30. \quad (13)$$

интерпретация годографов первых вступлений в специальных случаях, имеющих практический интерес

В настоящем разделе разбираются случаи взрывов: 1) в слое  $(v_2, h_2)$ , 2) в слое  $(v_0, h_0)$  (ЗМС), а также даются замечания по поводу случая  $v_1 = v_1(x)$ .

Взрывы в слое  $(v_2, h_2)$ . Для простоты расчета предположим, что границы раздела горизонтальны. Определям время пробега прямой волны до подошвы ЗМС. Из

Расчеты и несложные соображения показывают, что при любом соотношении между  $h_1$  и  $\Delta h_2$  [в пределах условия (13)] при  $x > 50$  м величину  $\tau_{2A}$  можно представить выражением

$$\tau_{2A}(x) \cong \frac{x}{v_2} + \frac{h_1 \cos i}{v_1}, \quad (14)$$

где  $i = \arcsin \frac{v_1}{v_2}$  (Фиг. 5).

Таким образом при  $x > 50$  м годограф  $\tau_{2A}(x)$  имеет вид годографа преломленной волны, как если бы взрыв производился поверху от границы слоев  $(v_1, h_1)$  и  $(v_2, h_2)$  в непосредственной близости от нее.

Точное выражение для  $t_{2A}$  (т. е. для времени, определяемого по первой ветви наблюдаемого годографа первых вступлений) запишем в виде

$$t_{2A}(x) = \frac{x}{v_2} + \frac{h_1 \cos i}{v_1} + \delta_A'(x) + \Delta t_1(x),$$

где  $\delta_A'(x)$  — разность точного и приближенного [определенного формулой (14)] значения  $\tau_{2A}(x)$

$$\delta_A'(0) = \frac{\Delta h_2}{v_2} + \frac{h_1}{v_1}(1 - \cos i).$$

Мы видим, что случай взрывов в слое  $(v_2, h_2)$  с точки зрения техники построения не отличается от взрывов в слое  $(v_1, h_1)$ . При взрывах в слое  $(v_2, h_2)$  точность определения величины  $v_2$  зависит от величины  $\Delta h_2(x_{2A}) - \Delta h_2(0)$ , где  $x_{2A}$  — абсцисса первой точки излома годографа.

Таким образом, правила, изложенные выше, должны применяться всегда.

Заметим, что случай взрывов в слое  $(v_2, h_2)$  встречается часто, например, когда близ дневной поверхности залегает слой песка (сейсмически представляющий слой  $(v_0, h_0)$  и  $(v_1, h_1)$ ), а взрывы производятся в подстилающем его слое глины  $(z_1, h_1)$ .

**Случай взрывов в слое**  $(v_0, h_0)$  (ЗМС). Для взрывов в толще ЗМС и произвольного залегания подошвы ЗМС, полагаемой, однако, прямолинейной на участке  $0 < x < x_{1A}$ , удобно представить время пробега преломленной волны в виде

$$t_{1A}(x) = \frac{x}{v_1^*} + \Delta t_1(x) + t_{01A}/2, \quad (15)$$

где  $t_{01A}$ , как всегда, отсчитывается от забоя взрывной скважины. Предположим, что годограф прямой волны представлен одной точкой  $t'_{1A}$  («вертикальнос время»). Составим

Составим выражение для «нулевого» (состоящего из одной точки при  $x = 0$ ) и первого звеньев «линии обращения»:

$$T_0(0) = t_{1A}'(0) - t_{2B}'(0) = t_{1A}'(0) - t_{02B} - \frac{L}{v_{2B}^*} - [4t_1(0) + 4t_{2B}(0)]; \quad (16)$$

$$T_1(x) = t_{1A}(x) - t_{2B}(x) = x \left( \frac{1}{v_{1A}^*} + \frac{1}{v_{2B}^*} \right) - \left( \frac{L}{v_{2B}^*} + t_{02B} \right) + \\ + \left[ \frac{t_{01A}}{2} - \Delta t_{2B}(x) \right]. \quad (17)$$

Составим выражение  $T_1(0) - T_0(0)$

$$T_1(0) - T_0(0) = t_{1A}(0) - t_{1A}'(0) = \Delta t_1(0) + \frac{t_{01A}}{2} - t_{1A}'(0).$$

Итак,

$$\Delta t_1(0) = \frac{t_{01A}}{2} + t_{1A}'(0),$$

тогда

$$T_1(0) - T_0(0) = t_{01A}. \quad (18)$$

Величину  $T_1(0)$  мы находим путем линейной экстраполяции  $T_1(x)$  (см. фиг. 3).

Чтобы определить положение подошвы ЗМС при  $x = 0$  (и тем самым при помощи введения соответствующих поправок свести рассматриваемый случай к уже разобранным), мы должны знать величину  $v_0$ .

$v_0$  можно определить по формуле

$$v_0 = \frac{h_A}{t_{1A}'}, \quad (19)$$

где  $h_A$  — глубина взрыва на пункте А.

При малой глубине скважины лучше этого не делать, а довольствоваться величиной скорости, известной из наблюдений ЗМС, так как в этом случае на результатах вычислений по формуле (19) будет сказываться влияние почвенного слоя.

О случае  $v_1 = v_1(x)$ . Описываемый способ был, в частности, применен при обработке материала, полученного в Молотовской области, где, как известно,  $v_1 = v_1(x)$ . Построенная преломляющая граница (в основном кровля пренской свиты кунгура согласно сейсмозондированием) с точностью около 5 м увязывается с данными бурения.

### Правила интерпретации встречных гидографов в случае многослойной среды

Правила интерпретации встречных гидографов первых вступлений в случае многослойной среды являются обобщением тех правил, которые выведены для случая трехслойной среды. Определенные выше условия и ограничения остаются в силе и при рассмотрении многослойной среды. Для простоты изложения полагаем  $\theta = 0$ , т. е.  $\cos i_A \approx 1$ .

1. Строится «линия обращения».

2. Изломы прямого и обратного годографов определяются на основании следующего правила.

Если двигаться вдоль «линии обращения» от пункта взрыва  $A$  к пункту взрыва  $B$ , то изломы «линии обращения», за которыми следуют звенья, характеризующиеся уменьшением по отношению к предыдущим звеньям наклонами, будут относиться к годографу с пункта взрыва  $A$ ; изломы, разделяющие звенья с обратным наклоном изменения наклонов, относятся к годографу с пункта взрыва  $B$ .

3. На основании п. 2 производится качественная интерпретация «линий обращения», т. е. определяются ее изломы, которые в свою очередь разделяются на две группы: изломы, связанные с прямым годографом, и изломы, связанные с обратным годографом.

4. Производится определение  $t_{02A}, t_{03A}, \dots, t_{0nA}; t_{02B}, t_{03B}, \dots, t_{0mB}$ . С этой целью, остановившись на группе изломов, связанных с годографом первых вступлений от пункта взрыва  $A$ , во-первых, определяем  $t_{02A}$  по двум звеньям, которые прилегают к излуку «линии обращения», соответствующему первому излуку годографа первых вступлений, и продолжены до пункта взрыва  $A$ .

Если при определении  $t_{02A}$  ближайшее к соответствующему пункту взрыва из используемых звеньев не является первым (счет звеньев ведется от соответствующего пункта взрыва), в полученное значение  $t_{02A}$  вносится поправка  $\delta_A(0)$ , определяемая по первому звену «линии обращения» (см. фиг. 3).

По первому же звуку выявляется тот случай, когда взрыв произведен в зоне малых скоростей (см. фиг. 3), и определяется величина  $t_{01A}$ .

По двум звеньям, прилегающим к излуку «линии обращения», соответствующему второму излуку годографа первых вступлений, определяется  $t_{03A} - t_{02A}$  и т. д.

Аналогично для пункта  $B$ .

5. Построение годографы строится путем последовательного построения отдельных ветвей, начиная с последней ветви. Каждая из ветвей проводится через две точки. Принцип построения описан выше.

#### Общие сведения по поводу построения «линии обращения»

Основной вопрос, который возникает при рассмотрении «линии обращения», следующий. При каких условиях закон (т. е. привнесет интерпретируемые результаты) операции соединения различия времен прохода волн разных типов: прямой и преломленной? Назовем соответствующую ветвь «линией обращения» «семянной» ветвью ( $T_{se}$ ).

Подразумеваем то, что сказано по этому поводу раньше. Рассмотрим аналитическое выражение для «семянной» ветви, выбрав

2. Изломы прямого и обратного годографов определяются на основании следующего правила.

Если двигаться вдоль «линии обращения» от пункта взрыва  $A$  к пункту взрыва  $B$ , то изломы «линии обращения», за которыми следуют звенья, характеризующиеся уменьшениями по отношению к предыдущим звеньям наклонами, будут относиться к годографу с пункта взрыва  $A$ ; изломы, разделяющие звенья с обратным порядком изменения наклонов, относятся к годографу с пункта взрыва  $B$ .

3. На основании п. 2 производится качественная интерпретация «линии обращения», т. е. определяются ее изломы, которые в свою очередь разделяются на две группы: изломы, связанные с прямым годографом, и изломы, связанные с обратным годографом.

4. Производится определение  $t_{02A}, t_{03A}, \dots, t_{0nA}; t_{02B}, t_{03B}, \dots, t_{0nB}$ . С этой целью, остановившись на группе изломов, связанных с годографом первых вступлений от пункта взрыва  $A$ , во-первых, определяем  $t_{02A}$  по двум звеньям, которые прилегают к излому «линии обращения», соответствующему первому излому годографа первых вступлений, и продолжены до пункта взрыва  $A$ .

Если при определении  $t_{02A}$  ближайшее к соответствующему пункту взрыва из используемых звеньев не является первым (счет звеньев ведется от соответствующего пункта взрыва), в полученное значение  $t_{02A}$  вносится поправка  $\delta_A(0)$ , определяемая по первому звену «линии обращения» (см. фиг. 3).

По первому же звуку выявляется тот случай, когда взрыв произведен в зоне малых скоростей (см. фиг. 3), и определяется величина  $t_{01A}$ .

По двум звеньям, прилегающим к излому «линии обращения», соответствующему второму излому годографа первых вступлений, определяется  $t_{03A} - t_{02A}$  и т. д.

Аналогично для пункта  $B$ .

5. Приведенные годографы строятся путем последовательного построения отдельных ветвей, начиная с последней ветви. Каждая из ветвей проводится через две точки. Принцип построения описан выше.

#### Общие соображения по поводу построения «линии обращения»

Основной вопрос, который возникает при рассмотрении «линии обращения», следующий. При каких условиях законна (т. е. приносит интерпретируемые результаты) операция составления разности времен прихода волн разных типов: прямой и преломленной? Назовем соответствующую ветвь «линии обращения» «смешанной» ветвью ( $T_{cm}$ ).

Подытожим то, что сказано по этому поводу раньше. Рассмотрим аналитическое выражение для «смешанной» ветви, выбрав

случай трехслойного разреза и остановившись для определенности на выражении

$$T_{\text{см}} = t_{1A} - t_{2B} = x \left( \frac{1}{v_1^*} + \frac{1}{v_2^*} \right) - \left( \frac{L}{v_2^*} + t_{02B} \right) + \\ + [\delta_A(x) - \Delta t_{2B}(x)].$$

При интерпретации «линии обращения» «смешанная» ветвь используется, как мы видели, двояким образом, причем по-разному в случаях  $x_{1A} < x_{1B}$  и  $x_{1A} > x_{1B}$ .

**Случай  $x_{1A} < x_{1B}$ .** При построении используется лишь одна точка «смешанной» ветви  $T_{\text{см}}(0)$ , которая строится по наблюдаемым временам  $t_{1A}(0)$  и  $t_{2B}(0)$ <sup>1</sup>. При  $x=0$  направления лучей прямой и преломленной волн приближенно совпадают, и мы в состоянии прибегнуть к рассуждениям, приведенным на стр. 129.

**Случай  $x_{1A} > x_{1B}$ .** При расчете  $t_{0B}$  используется величина  $T_{\text{см}}(L)$ , определенная путем экстраполяции значений  $T_{\text{см}}$ , заданных в интервале  $0 \leq x \leq x_{1B}$ , т. е. вычисленных по наблюденным значениям  $t_{1A}$  и  $t_{2B}$ . Используя тот участок «смешанной» ветви, для которого справедливо соотношение  $\delta_A(x) \approx 0$ , мы видим, что экстраполяцию по линейному закону можно применить, если  $\Delta t_{2B}$  — прямая линия. Таким образом, чтобы «смешанная» ветвь была интерпретируема в случае  $x_{1A} > x_{1B}$ , необходимо, чтобы подошва ЗМС была прямолинейна на протяжении всего взрывного интервала.

Подчеркинем следующее. На участках неровного рельефа предположение о прямолинейности подошвы ЗМС совершенно неравнозначно и гораздо шире, чем предположение о прямолинейности кровли ЗМС (диевой поверхности).

## УСЛОВИЯ ПРИМЕНИМОСТИ СПОСОБА

### Условия наблюдения

1. Длина интервала  $L$  должна быть такой, чтобы точки излома встречных годографов не были приурочены к одинаковым точкам линии наблюдения, и расстояния между соседними точками излома должны быть достаточно велики.

Это условие удовлетворяется, если поправки за ЗМС и рельеф, определенные по встречным годографам, равны. Опыт показывает, что для того, чтобы этот критерий был надежен, необходимо довольствоваться расхождениями, не превышающими  $\pm 0,002$  сек. При этом надо иметь в виду, что при достаточно пологом или горизонтальном залегании преломляющих границ расхождение поправок, несмотря на несоблюдение условия 1, бывает обычно допустимым в середине интервала и что надо в первую очередь обращать

<sup>1</sup> В то же время мы вынуждены строить все точки ветви  $T_{\text{см}}$ , поскольку само представление о ней возникает после того, как произведено расчленение «линии обращения».

внимание на расхождение поправок при  $0 < x < \frac{L}{2}$  и  $\frac{L}{2} < x < L$ , где оно достигает максимума.

Если условие 1 не выполняется на протяжении всего взрывного интервала, то тем не менее нередко оно бывает справедливым по отношению к участкам взрывного интервала, прилегающим к пунктам взрыва. В этом случае, который является частным по отношению к предыдущему, встречные гидографы, строго говоря, также не интерпретируются описываемым способом, но по «линии обращения» можно определять по крайней мере величины  $t_0$ , соответствующие ЗМС (при взрывах в толще ЗМС) или слово, залегающему непосредственно под ЗМС. В условиях неровного рельефа при логом залегании отражающих границ эти данные часто оказываются полезными.

2. Скважины должны быть углублены под подошву ЗМС на такую величину, которая не превышает предела, определяемого для данных конкретных условий из графиков фиг. 4.

### Сейсмогеологические условия

1. Мощность ЗМС для данных конкретных условий не должна превосходить предела, определяемого из графиков фиг. 4.

2. На записи должны присутствовать «первые вступления».

3. Для случая  $x_{1A} > x_{1B}$  в пределах взрывного интервала подошва ЗМС должна достаточно мало отклоняться от прямой.

При этом практически не удается использовать тот материал, который получен на интервалах, попадающих на резкие перегибы рельефа дневной поверхности.

Таковы условия применимости способа. Если при работах на данном участке технические требования проведения работ и сейсмогеологические условия не противоречат перечисленным выше условиям, способ применим на данном участке.

В заключение заметим еще следующее. Приступить к обработке гидографов предлагаемым способом можно лишь после того, как встречные гидографы увязаны по взаимным временам и на этот счет не осталось никаких неясностей; желательна отметка момента взрыва «с летлей». Надо иметь в виду, что сами по себе результаты интерпретации «линии обращения» (т. е. величины  $t_0$  и положение точек излома гидографов) не зависят от того, какое начало отсчета времени мы примем при построении наблюденных встречных гидографов. Точная отметка момента взрыва становится необходимой при построении приведенных гидографов.

### ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРЕДЛАГАЕМОГО СПОСОБА

#### Непрерывное определение поправок за ЗМС и рельеф

Мы убедились, что при  $x_{1A} < x_{1B}$  можно точно (в пределах условий применимости способа) строить исправленные гидографы преломленных волн, а при  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$  можно точно строить

исправленные гидографы прямой волны. Есть основания полагать, что и непрерывное определение поправок на протяжении всего взрывного интервала может быть полезно (т. е. достаточно точно) именно в указанных двух случаях.

Поправки определяются как разность заданного наблюденного и построенного исправленного гидографов.

Небольшой материал, относящийся к непрерывному определению поправок, который пока имеется в нашем распоряжении, свидетельствует о том, что при хорошем качестве первых вступлений точность определения поправок предлагаемым методом в случаях  $x_{1A} < x_{1B}$  и  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$  не уступает точности определения поправок на основании специальных наблюдений ЗМС.

#### Определение поправок за ЗМС, зону переменных скоростей и т. д. на пунктах взрыва

По нашему мнению, способ может быть особенно полезен, когда построение разреза производится по методу  $t_0$ .

Как известно, во многих районах нельзя довольствоваться исправлением наблюденных гидографов на величину «вертикального времени», а необходимо приведение наблюдений к уровням, залегающим много ниже уровней забоев взрывных скважин. Таковы в первую очередь районы Второго Баку. Построение верхней части разреза описываемым методом позволяет решить эту задачу без привлечения каких бы то ни было дополнительных полевых наблюдений.

К настоящему времени метод хорошо зарекомендовал себя в Молотовской области, где он был использован при обработке материалов одной из сейсмопартий в течение двух лет: 1951 и 1952 гг. Гидографы на разведанном участке относятся к типу  $x_{1A} < x_{1B}$ .

Интересная косвенная проверка способа была проведена в тресте Моснефтегеофизика в начале 1952 г. при обработке материалов сейсмопартии, работавшей в Пензенской области. Данные бурения для этой площади отсутствовали. На указанной площади были получены гидографы первых вступлений типа  $x_{1A} > x_{1B}$ , иногда типа  $x_{1A} > L$ ,  $x_{1B} < 0$ . Были определены глубины и граничные скорости кровли так называемого «палеозоя» на участке площади, покрытой рядом разведочных профилей. Любопытно следующее. Величины граничных скоростей, определенных по наблюденным гидографам, не обнаруживают никакой закономерности в изменении по площади. В то же время на карте граничных скоростей, определенных описываемым методом, выделяется отчетливый маркирующий горизонт со скоростью  $\sim 3800 \text{ м/сек}$ . Напомним, что при интерпретации гидографов типа  $x_{1A} > x_{1B}$  влияние рельефа не оказывается на результатах при прямолинейности подошвы ЗМС в пределах взрывного интервала. Повидимому, при длине интервала  $L = 700$ , применявшейся в данном случае, предположение о прямолинейности подошвы ЗМС достаточно близко соответствует действительности.

## Сейсмическое картирование

Практически интересный случай картирования — это картирование по эродированной поверхности палеозоя, пример которого приведен выше. В условиях первоначального рельефа описанный способ может оказать большую помощь при картировании, в частности при маршрутных исследованиях.

## Обработка специальных наблюдений ЗМС

Предложенный способ может оказать пользу при интерпретации стандартных наблюдений ЗМС. Более того, опираясь на развитую выше теорию обработки встречных гидографов первых вступлений, можно ставить специальные наблюдения «влияния ЗМС и рельефа» по схеме двух встречных гидографов произвольной (а не ограниченной) длины и при нормальных расстояниях между приборами, что позволит производить эти наблюдения попутно.

В практике работ автор имел возможность убедиться в полезности такого рода попутных наблюдений, которые могут быть осуществлены также при работах методом преломленных волн.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцев Г. А., Ризинченко Ю. В., Берзон И. С., Епинатева А. М., Пасечник И. П., Косминская И. П., Карус Е. В. Корреляционный метод преломленных волн. Изд. АН СССР, 1952.
2. Сорокин Л. В., Урысон В. О., Рябикович Л. А., Долицкий В. А. Курс геофизических методов разведки нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1950.
3. Шушаков С. Д. Способ взаимных вычетов искажений при больших наклонах отражающих границ. Сб. «Прикладная геофизика», вып. 9. Гостонтехиздат, 1952.
4. Jakosky J. J. Exploration Geophysics. Los-Angeles, 1940.

*И. И. Гурвиц*

## ВИБРАЦИОННАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ

Вибрационные платформы используются в сейсморазведке при испытании и проверке сейсмоприемников.

Такие платформы, во-первых, должны обеспечивать возможность исследования сейсмоприемников в достаточно широком диапазоне частот, во-вторых, должны давать возможность исследовать сейсмоприемники в установленном и в неустановившемся режимах; в-третьих, амплитуда колебаний платформы должна быть того же порядка, что и амплитуда колебаний почвы при регистрации сейсмических волн. Помимо перечисленного платформа должна также по возможности быть удобной в обращении и не требовать сложных специальных устройств для ее настройки и регулирования.

Вибрационная платформа с инерционным увеличением, предложенная Ю. В. Ризниченко [3] и осуществленная И. П. Пасечником [2], вполне пригодна для исследования сейсморазведочных сейсмоприемников. Однако она страдает некоторыми недостатками: 1) для использования платформы необходимо предварительно определить частотную характеристику вибратора; с течением времени она может изменяться, вследствие чего необходимо периодически ее проверять; 2) для снятия частотных характеристик платформа должна быть дополнена специальным неискажающим усилителем, к характеристикам которого должны быть предъявлены достаточно высокие требования. Необходимость более широкого использования вибрационных платформ, в частности для настройки сейсмоприемников в полевых партиях, требует создания такой конструкции, которая могла бы быть использована совместно с обычным оборудованием сейсмической партии и в лабораторных условиях. В 1950 г. в Московском геолого-разведочном институте им. С. Орджоникидзе была изготовлена инерционная вибрационная платформа, удовлетворяющая в некоторой степени этим требованиям (фиг. 1).

### СХЕМА ДЕЙСТВИЯ И ТЕОРИЯ ПЛАТФОРМЫ

К столу 1, подвешенному к неподвижной опоре на упругих подвесах 2, с нижней стороны жестко прикреплен корпус вибратора 3, представляющий собой обращенный электродинамический сейсмоприемник (фиг. 1). С корпусом вибратора жестко связан корпус измерителя 4, являющегося также электродинами-

ческим сейсмоприемником. Катушки вибратора 5 и измерителя 6 прикреплены на плоских пружинах 8 к корпусу и жестко связаны между собой стержнем.

Возбуждая электрическим путем колебания вибратора, измеряют величины электродвижущих сил (э. д. с.), возникающих в катушках сейсмоприемника и измерителя 6. При определенных условиях, как это показано ниже, по ним можно определить свойства характеристики сейсмоприемника, в частности его комплексную частотную характеристику  $\mathfrak{B}_c$ , определяемую как зависимость отношения э. д. с.  $E_c(\omega)$ , развиваемой в катушке прибора, к скорости  $\dot{x}_n$  смещения его корпуса от частоты  $\omega$  синусоидальных колебаний:

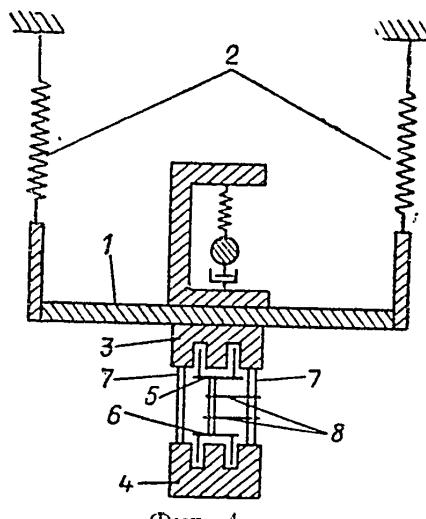
$$\mathfrak{B}_c(\omega) = \frac{E_c(\omega)}{\dot{x}_n(\omega)}. \quad (1)$$

Изложенная Ю. В. Ризинченко теория инерционной вибрационной платформы не учитывает влияние, оказываемое исследуемым сейсмоприемником, жестко связанным с корпусом платформы. Между тем в некоторых случаях этим влиянием нельзя пренебречь. Ниже рассматривается теория платформы с учетом влияния исследуемого сейсмоприемника.

Обозначения:  $M_n$  — суммарная масса стола платформы и всех жестко с ней связанных частей, в том числе корпусов вибратора и измерителя и корпуса исследуемого сейсмоприемника;  $K_n$  — коэффициент упругости подвеса платформы;  $M_c$  — масса подвижных частей (катушек и стержня) вибратора и измерителя;  $K_c$  — коэффициент упругости подвеса подвижных частей вибратора и измерителя;  $H_c$  — коэффициент трения в системе измеритель — стол платформы;  $M_e$  — инертная масса, исследуемого сейсмоприемника;  $K_e$  — коэффициент упругости его подвесов;  $H_e$  — коэффициент трения в демпфере сейсмоприемника. При рассмотрении теории платформы мы пренебрегаем затуханием в системе стол платформы — неподвижная опора, которое обычно весьма мало.

Пользуясь известным методом электромеханических аналогий Г. А. Гамбурцева [1], найдем связь, существующую между скоростями  $\dot{x}_n$  смещения стола платформы относительно неподвижной опоры и  $\dot{x}_n$  смещения катушки измерителя (или вибратора) относительно стола:

$$\frac{\dot{x}_n}{\dot{x}_n} = \frac{(j\omega)^2 (M_n + M_n) M_c + j\omega (M_n + M_n + M_c) H_c + (M_n + M_n + M_c) K_c +}{(j\omega)^2 M_n M_c + j\omega M_n H_c + M_n K_c} + \\ + \frac{K_n M_c + \frac{K_n H_c}{j\omega} + \frac{K_c K_n}{(j\omega)^2}}{(j\omega)^2 M_n M_c + j\omega M_n H_c + M_n K_c}. \quad (2)$$



Фиг. 1.

Наложим на параметры платформы требование

$$M_{\text{II}} \gg M_{\text{II}} \quad (3)$$

и введем обозначения

$$n_{\text{II}}^2 = \frac{K_{\text{II}}}{M_{\text{II}}} ; \quad n_c^2 = \frac{K_c}{M_c} ; \quad h_c = \frac{H_c}{2M_c} .$$

Тогда уравнение (2) может быть записано в виде

$$\frac{\dot{x}_{\text{II}}}{x_{\text{II}}} = \frac{M_{\text{II}}}{M_{\text{II}}} \left[ B(\omega) - \frac{n_{\text{II}}^2}{\omega^2} \right] , \quad (4)$$

где

$$B(\omega) = \frac{\left(1 + \frac{M_c}{M_{\text{II}}}\right)n_c^2 - \omega^2 + 2\left(1 + \frac{M_c}{M_{\text{II}}}\right)j\omega h_c}{n_c^2 - \omega^2 + 2j\omega h_c} .$$

Между величиной э. д. с.  $E_{\text{II}}$ , возбуждаемой в обмотке измерительной катушки, и ее скоростью смещения  $\dot{x}_{\text{II}}$  имеется известное соотношение

$$\dot{x}_{\text{II}} = \frac{E_{\text{II}}}{\mathfrak{M}_{\text{II}}} ,$$

где  $\mathfrak{M}_{\text{II}}$  — коэффициент электромеханической связи измерителя. Учитывая это, получим следующее выражение для частотной характеристики сейсмоприемника:

$$\mathfrak{B}_c(\omega) = \frac{E_c}{E_{\text{II}}} \frac{\mathfrak{M}_{\text{II}} \dot{x}_{\text{II}}}{\dot{x}_{\text{II}}} = \frac{M_{\text{II}} \mathfrak{M}_{\text{II}}}{M_{\text{II}}} \left[ B(\omega) - \frac{n_{\text{II}}^2}{\omega^2} \right] \frac{E_c(\omega)}{E_{\text{II}}(\omega)} . \quad (5)$$

Обратимся к рассмотрению функции  $B(\omega)$ . Модуль  $|B(\omega)|$  этой функции определяется уравнением

$$|B(\omega)| = \sqrt{\frac{(n^2 - \omega^2)^2 + 4\omega^2 h^2}{(n_c^2 - \omega^2)^2 + 4\omega^2 h_c^2}} , \quad (6)$$

где

$$n^2 = \left(1 + \frac{M_c}{M_{\text{II}}}\right)n_c^2, \quad h = \left(1 + \frac{M_c}{M_{\text{II}}}\right)h_c.$$

На фиг. 2, а изображено семейство кривых  $|B(\omega)|$ , рассчитанное при постоянном значении  $\frac{M_c}{M_{\text{II}}} = 0,05$  и при различных значениях отношения  $\frac{h_c}{n_c}$ . На фиг. 2, б представлено семейство кривых  $|B(\omega)|$ , рассчитанное при постоянном значении  $\frac{h_c}{n_c} = 0,1$  и различных значениях  $\frac{M_c}{M_{\text{II}}}$ .

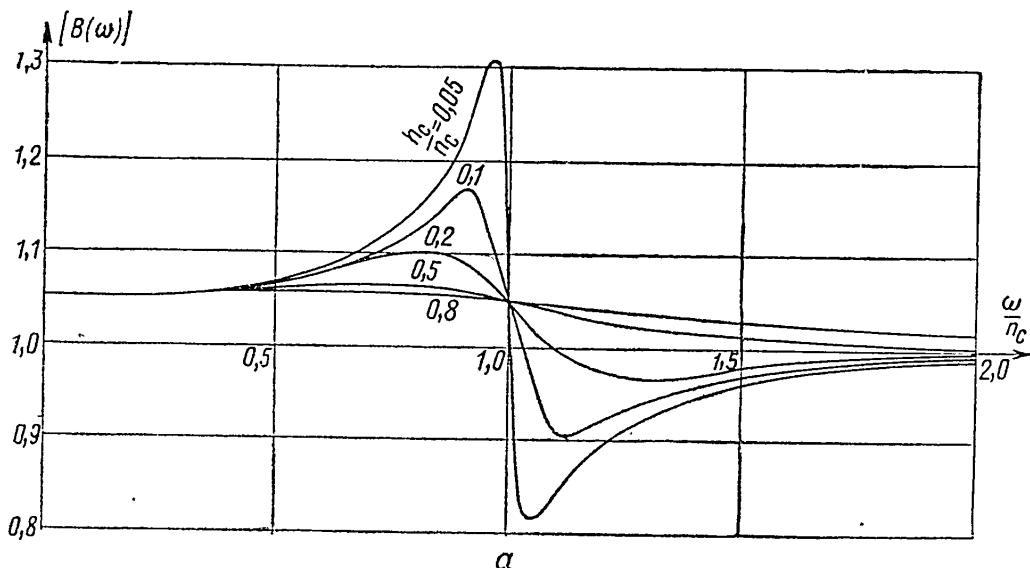
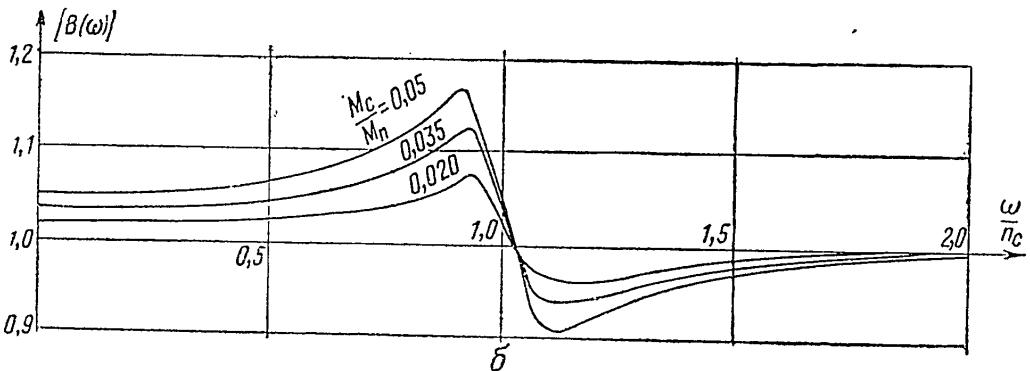
(3)

Рассмотрим далее аргумент  $\varphi(\omega)$  функции  $B(\omega)$ :

$$\varphi(\omega) = \arg B(\omega) =$$

$$= \arctg \frac{2 \left( \frac{\omega}{n_c} \right)^3 \frac{M_c}{M_{II}} \frac{h_c}{n_c}}{\left( 1 - \frac{\omega^2}{n_c^2} \right)^2 + \frac{M_c}{M_{II}} \left( 1 - \frac{\omega^2}{n_c^2} \right) + 4 \frac{\omega^2}{n_c^2} \left( 1 + \frac{M_c}{M_{II}} \right) \frac{h_c^2}{n_c^2}}. \quad (7)$$

(4)

*a**b*

Фиг. 2.

На фиг. 3 изображено семейство кривых  $\varphi(\omega)$  при  $\frac{h_c}{n_c} = 0,1$  и при различных значениях отношения  $\frac{M_c}{n_c}$ .

Из рассмотрения фиг. 2, *a* видно, что по мере увеличения коэффициента затухания  $h_c$  модуль функции  $B(\omega)$  оказывается ограниченным все более узкими пределами. При  $\frac{h_c}{n_c} > 0,5$  кривые приобретают спокойную форму и модуль функции  $B(\omega)$  лежит

практически между величинами  $1 + \frac{M_c}{M_n}$  и 1. Поскольку в сейсмоприемниках, у которых коэффициент затухания лежит в пределах 0,8—0,9  $n_c$ , то практический интерес представляет именно этот случай кривых. Что касается величины отношения  $\frac{M_c}{M_n}$ , то из фиг. 2, б видно, что с его уменьшением кривые  $|B(\omega)|$  также приобретают более спокойный вид. Отношение  $\frac{M_c}{M_n}$  может быть сделано сколько угодно малым путем увеличения массы платформы. Однако чрезмерное увеличение массы  $M_n$  нежелательно из практических соображений. Поэтому целесообразно выбрать отношение  $\frac{M_c}{M_n}$  таким, чтобы величина  $|B(\omega)|$  с заданной степенью точности не отличалась от единицы.

При небольших значениях отношения  $\frac{M_c}{M_n}$ , даже при исследовании слабо затушенных сейсмоприемников ( $\frac{h_c}{n_c} = 0,1$ ), как видно из фиг. 3, функция  $\varphi(\omega)$  принимает значения, незначительно отличающиеся от 0°. Отсюда следует, что минимая часть функции  $B(\omega)$  мала сравнительно с ее действительной частью. Сопоставляя все это с предыдущим, видим, что практически можно положить  $B(\omega) = 1$ . Тогда уравнение (5) преобразуется к виду:

$$\mathfrak{V}_c(\omega) = \frac{M_n \mathfrak{M}_n}{M_n} \left[ 1 - \frac{n_n^2}{\omega^2} \right] \frac{E_c(\omega)}{E_n(\omega)}.$$

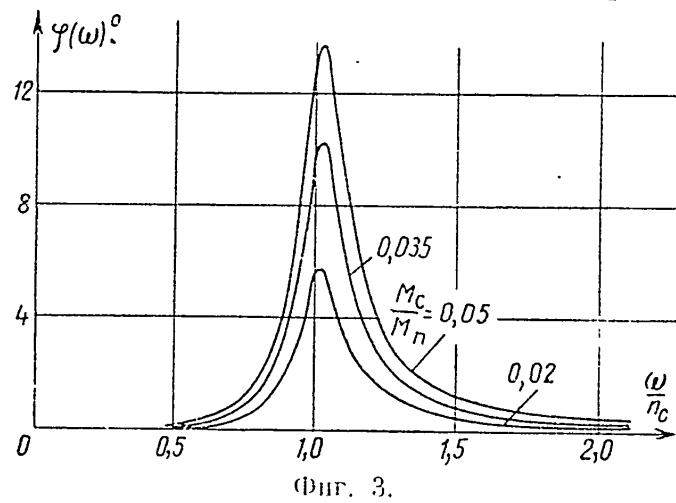
Предположим, что исследование сейсмоприемников производится только при частотах, больших некоторой частоты  $\omega_0$ , и выберем частоту  $n_n$  собственных колебаний платформы такой, чтобы величина  $\left( \frac{n_n}{\omega_0} \right)^2$  была мала по сравнению с единицей. Тогда получим окончательную формулу для определения комплексной частотной характеристики сейсмоприемника:

$$\mathfrak{V}_c(\omega) = \frac{M_n \mathfrak{M}_n}{M_n} \frac{E_c(\omega)}{E_n(\omega)}. \quad (8)$$

Из уравнения (8) могут быть получены с заданной точностью частотные характеристики сейсмоприемника из отношения амплитуд (или эффективных значений) э. д. с., развиваемых в катушках сейсмоприемника и измерителя. Для определения фазовой характеристики нужно определить фазовый угол между этими э. д. с.

Выводы относительно точности определения характеристик сейсмоприемников, вытекающие из анализа полученных соотношений, в полной мере относятся также и к вибрационным платформам

типа, описанного в работе [2]. Точность определения характеристик на вибрационной платформе может быть повышена помимо увеличения ее массы  $M_p$  только посредством создания дополнительных электромеханических или оптических устройств, которые позволяли бы измерять скорость смещения стола платформы относительно неподвижной опоры. Ввиду сложности и громоздкости таких устройств при полевых исследованиях сейсмоприемников целесообразно несколько понизить требования к точности определения характеристик, достигнув таким образом значительного упрощения конструкции платформы и способов обращения с нею.



Фиг. 3.

сообразно несколько понизить требования к точности определения характеристик, достигнув таким образом значительного упрощения конструкции платформы и способов обращения с нею.

### УСТРОЙСТВО ПЛАТФОРМЫ

Для достижения достаточной точности определения характеристик при конструировании платформы следует рассчитывать на исследование тех моделей сейсмоприемников, которые обладают наибольшей инертной массой. При этом будет обеспечена более высокая степень точности определения характеристик для сейсмоприемников с меньшей инертной массой, в частности для электродинамических. Наибольшую инертную массу среди существующих моделей отечественных сейсмоприемников имеют индукционные приборы типа СП-48, у которых  $M_c = 0,7 \text{ кг}$ ; именно для них и следует производить расчет платформы.

Потребуем, чтобы платформа при снятии частотных характеристик сейсмоприемников типа СП-48 при затухании  $h_c \geqslant 0,3 n_c$  обеспечивала точность определения характеристик  $\pm 5\%$ . Это требование может быть удовлетворено при  $\frac{M_c}{M_p} = 0,035$ . Отсюда определим массу  $M_p$  платформы:

$$M_p = \frac{M_c}{0,035} = 20 \text{ кг.}$$

При конструировании платформы следует иметь в виду, что масса  $M_p$  складывается из массы стола и жестко связанных

с ним частей платформы и из массы корпуса исследуемого сейсмоприемника; последняя для сейсмоприемника СП-48 составляет приблизительно 3 кг. Следовательно, масса собственно платформы должна быть равна 17—18 кг.

Второе требование к устройству платформы, согласно неравенству (3), сводится к тому, чтобы масса  $M_{ii}$  подвижных частей вибратора была значительно меньше (в 200—400 раз) массы  $M_{ii}$ . При использовании в качестве вибратора и измерителя сейсмоприемников типа СП-7 масса  $M_{ii}$  легко может быть сделана равной 60—80 г, что дает  $\frac{M_{ii}}{M_{ii}} = 330 — 225$ .

В большинстве случаев исследование сейсморазведочных сейсмоприемников производится в области частот, больших 8—10 гц. Использование для определения характеристик уравнения (8) предполагает, что  $\left(\frac{n_{ii}}{\omega}\right)^2 \ll 1$ . Потребуем, чтобы удовлетворялось условие  $\left(\frac{n_{ii}}{\omega}\right)^2 = 0,01$ , откуда следует, что  $n_{ii} = 0,8$  гц. Из известной формулы (см., например, [1])

$$n_{ii} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{g}{\Delta l}} \quad (9)$$

(где  $\Delta l$  — статическое удлинение пружин подвеса платформы;  $g$  — ускорение силы тяжести) можно вычислить величину  $\Delta l$ , которая в нашем случае равна приблизительно 40 см.

Стол платформы выполнен в виде стального или чугунного диска радиусом около 150 мм, толщиной 12—15 мм, общим весом 12—15 кг. Верхняя поверхность диска должна быть отшлифована. К нижней стороне прикреплен корпус вибратора сейсмоприемника типа СП-7 (или СИ-5, или GS-11)<sup>1</sup>. Корпус датчика при помощи двух стержней диаметром 8—10 мм жестко соединяется с корпусом измерителя — второго сейсмоприемника того же типа. Центры катушек обоих приборов должны располагаться на одной вертикальной линии. Катушки датчика и измерителя жестко скрепляются между собой латунным стержнем диаметром 5—6 мм и должны иметь возможность свободно колебаться с амплитудой 2—3 мм. Для регулирования положения равновесия катушек используется вспомогательная спиральная пружина, имеющаяся для этой цели в сейсмоприемниках СП-7. Провода от обеих катушек выводятся к контактам на специальной эbonитовой панели, прикрепленной к диску. Для упрощения измерений следует уменьшить число витков на измерительной катушке до 50—100 с тем, чтобы развиваемая в ней э. д. с. была близка к э. д. с., развивающейся в катушках исследуемого сейсмоприемника.

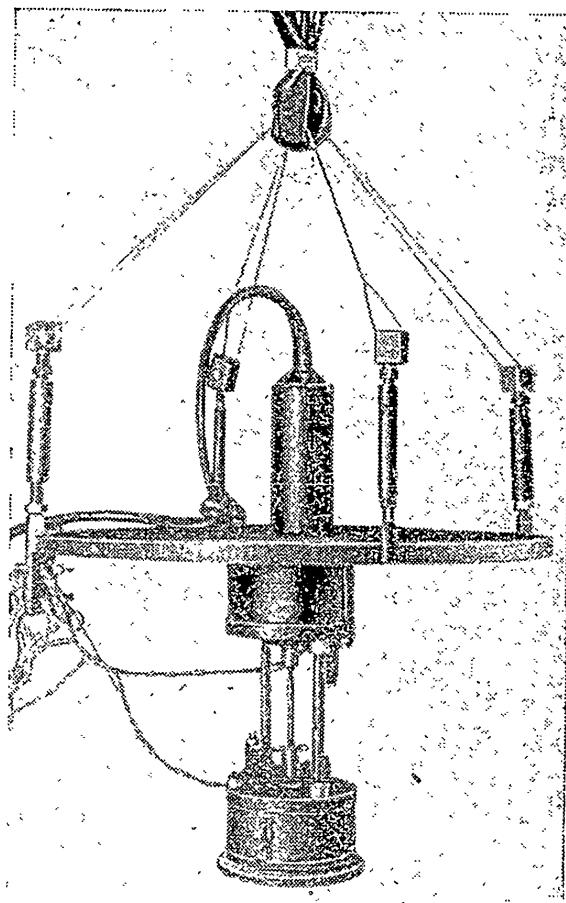
<sup>1</sup> Для устройства платформы могут быть использованы также электродинамические сейсмоприемники новых типов СП-15 или СП-16, имеющие по две жестко связанные катушки. Одна из них может быть использована в качестве вибратора, вторая в качестве измерителя.

Платформа подвешивается к неподвижной опоре при помощи трех-четырех подвесов; в качестве таковых могут быть использованы шланги или жгуты из мягкой резины. Они должны быть подобраны так, чтобы обеспечивать указанное выше статическое удлинение. Подвесы следует присоединять не непосредственно к диску платформы, а к специальным стойкам высотой 8—10 с.и., чтобы обеспечить устойчивость платформы. Для предохранения подвесов от утомления следует сделать простое арретирующее приспособление, позволяющее снимать нагрузку с подвесов в то время, когда платформа не используется. Для этого может быть использован крюк из толстой железной проволоки, прикрепленной к опоре.

На фиг. 4 приведена фотография вибрационной платформы, изготовленной в НИИГГР. Масса платформы 18,9 кг, масса датчика-измерителя 76 г, КЭМС измерителя около 0,02 в сек/см.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ

Для определения частотных и фазовых характеристик сейсмоприемников нужно иметь возможность измерять амплитуды э. д. с., возникающих в измерительной катушке и в катушке сейсмоприемника, а также определять разность фаз между этими э. д. с. Обычно целесообразно производить исследование сейсмоприемников при небольшом смещении платформы, близком к смещению почвы при полевых работах. При столь небольших смещениях платформы э. д. с., развиваемая сейсмоприемником, очень мала и для ее измерения приходится прибегать к предварительному усилению напряжений. Для этой цели следует использовать усилители низкой частоты с высокомомным (20—100 тыс. ом) входом и полосой пропускания в той области частот, при которых предполагается производить исследования сейсмоприемников. Для обычных полевых приборов эта



Фиг. 4.

полоса лежит в пределах от 5—10 до 250—300 гц. Большое входное сопротивление необходимо для того, чтобы напряжение на входе усилителя при присоединении к нему катушек практически не отличалось от развиваемой в них э. д. с.

Колебания вибрационной платформы возбуждаются при помощи звукового генератора. Для измерения напряжений на выходе усилителя могут быть использованы стрелочные или катодные вольтметры, гальванометры и другие измерительные приборы. Для определения разностей фаз могут быть использованы двухлучевой электронный осциллограф (осциллоскоп) или однолучевой осциллограф совместно с электронным коммутатором. Выход звукового генератора присоединяется к катушке датчика вибрационной платформы. Измерительная катушка и катушка исследуемого сейсмоприемника (установленного на платформе) через переключатель могут попеременно присоединяться к входу усилителя. Выход усилителя присоединяется к вольтметру и электронному осциллографу.

Частотная характеристика дается зависимостью отношения величин  $|E_c|$  и  $|E_u|$  от частоты  $\omega$ . Отношение этих величин можно заменить отношением эффективных напряжений  $|U_c|$  и  $|U_u|$  на выходе усилителя, поскольку при постоянной частоте и отсутствии нелинейных искажений справедливы формулы

$$|U_c| = \mu |E_c|, \quad |U_u| = \mu |E_u|, \quad (10)$$

где  $\mu$  — коэффициент усиления усилителя при данной частоте  $\omega$ .

В большинстве случаев при исследовании сейсмоприемников достаточно ограничиться получением относительной частотной характеристики, пренебрегая постоянным множителем  $\frac{M_u M_c}{M_u + M_c}$ , входящим в уравнение (8).

Для определения фазовой характеристики сейсмоприемника выход звукового генератора присоединяется к катушке датчика. Измерительная катушка и катушка сейсмоприемника присоединяются к входам двух идентичных усилителей, выходы которых соединены с входами электронного коммутатора. Выход коммутатора соединен с электронным осциллографом. При наличии двухлучевого электронного осциллографа к нему непосредственно присоединяются выходы обоих усилителей. Измеряя на экране осциллографа разность  $\Phi_c$  фаз колебаний при различных значениях частоты  $\omega$ , получают фазовую характеристику<sup>1</sup>.

Для снятия частотных характеристик сейсмоприемников в полевых условиях может быть использовано также оборудование стандартных сейсмических станций. Для этой цели следует присоединить измерительную катушку и катушку сейсмоприемника через телеграфный ключ взамен вторичной обмотки одного из усилителей станции и выключить фильтры и АРУ. Измерение величин

<sup>1</sup> Фазовые характеристики могут быть также определены по фигурам Лиссажу при помощи обычного электродного осциллографа.

$|U_c|$  и  $|U_{ii}|$  производится визуально по ширине «размыва» блика или по осциллографме.

Фазовые характеристики сейсмоприемников также могут быть определены при помощи оборудования обычных сейсмических станций. Для этого нужно выбрать два идентичных усилителя и гальванометра. К входу одного из усилителей присоединяется измерительная катушка, к входу другого — катушка сейсмоприемника. Разность  $\Phi_c$  фаз определяется по осцилограммам, снятым при различной частоте  $\omega$ .

При определении частотных характеристик сейсмоприемников необходимо принимать некоторые меры предосторожности, чтобы избежать ошибочных результатов. Особое внимание надо уделять установке сейсмоприемников на платформе — созданию хорошего контакта между днищем приемника и поверхностью платформы. Для этого следует, как указывает И. П. Пасечник, покрывать поверхность диска тонким слоем вязкой жидкости. При измерении напряжений  $U_c$  и  $U_{ii}$  на выходе усилителей необходимо следить за тем, чтобы отсутствовали нелинейные искажения. Именно с этой целью в схему вводится электронный осциллограф. О наличии нелинейных искажений можно судить по искажению формы кривой. При обнаружении нелинейных искажений следует уменьшить напряжение на входе усилителя.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гамбурцев Г. А. Сейсмические методы разведки, ч. I. ОНТИ, 1937.
2. Пасечник И. И. Вибрационная платформа для исследования разведочных сейсмографов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XIV, № 6, 1950.
3. Ризинченко Ю. В. Инерционно-вибрационная платформа. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. № 3, 1939.

*K. E. Веселов*

## ПРИМЕНЕНИЕ ВТОРОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПРОИЗВОДНОЙ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИСТОЛКОВАНИИ ГРАВИМЕТРОВОЙ СЪЕМКИ

В подавляющем большинстве случаев практики гравиразведочных работ на нефть мы сталкиваемся с тем фактом, что интересующие разведчика геологические объекты отображаются на картах позоаномал силы тяжести незначительными по величине аномалиями, слабо заметными на фоне крупных региональных аномалий.

Интересы нефтяной разведки сосредоточены главным образом на изучении осадочных толщ, слагающих самую верхнюю часть земной коры, доступную глубокому бурению. Важнейшей задачей разведчика является изучение структуры этих отложений: выявление пологих складок, куполообразных поднятий, всякого рода тектонических несогласий и т. п. Осадочная толща обычно слабо дифференцирована по плотности, и поэтому эти структуры дают небольшие (порядка нескольких единиц миллигала) аномалии.

В то же время изменения петрографического и литологического состава более глубоких горизонтов создают во много раз большие аномалии. Вследствие этого в суммарном поле локальные аномалии, связанные с действием геологических структур в осадочной толще, выражаются очень слабо. Так, например, на Русской платформе основные гравитационные аномалии создаются изменением петрографического и литологического состава пород кристаллического фундамента. Рельеф же фундамента и часто согласные с ним структуры осадочной толщи создают второстепенные по величине аномалии. Поэтому возникает острая необходимость разделять региональные и локальные аномалии.

В настоящее время для этого пользуются несколькими способами. Чаще всего для выделения локальных аномалий используется (более или менее обоснованно) закон изменения региональной аномалии, линейный или криволинейный. Очевидно, этот способ будет носить сугубо субъективный характер.

Более обоснованным является способ осреднения гравиметрических полей при помощи палетки, предложенный А. Н. Тихоновым и Ю. Д. Булатже [1].

Этот способ прост и довольно хорошо физически обоснован: региональные аномалии, обусловленные действием глубоко застывающих масс, имеют небольшие горизонтальные градиенты силы тяжести; интересные же в отношении разведки на нефть локальные аномалии, связанные с действием структур в осадочной толще, будут иметь значительно большие градиенты. Поэтому при осреднении суммарного поля при помощи палетки, большей по площади локальных аномалий и значительно меньшей региональных аномалий, первые почти полностью сгладятся, а вторые останутся почти без изменения, но для этого размер палетки должен быть значительно больше площади, занимаемой локальной аномалией, и значительно меньше площади, занимаемой региональной аномалией. Однако на практике удовлетворить этому условию трудно. Поэтому способ осреднения поля для выделения локальных аномалий, несмотря на свою простоту, так же как и способ произвольного задания закона изменения региональной аномалии, носит элементы субъективизма, правда, в значительно меньшей степени.

Для разделения локальных и региональных аномалий пользуются также способом перевычисления аномалий с уровня моря на некоторую высоту, предложенным Б. Л. Шиссерсоном и В. А. Магницким [2 и 3]. Этот способ требует довольно громоздких вычислений. Кроме того, перевычисление аномалий  $\Delta g$  на более высокий уровень имеет один очень существенный недостаток, — он освобождает нашу карту не от региональных, не интересных для разведки на нефть аномалий, а, наоборот, от локальных, являющихся предметом поисков. Вычитание же из суммарного поля, перевычисленного на какую-то высоту, как и в способе осреднения при помощи палетки, приводит опять к субъективному разделению аномалий.

Поэтому, если пользоваться способом перевычисления аномалий силы тяжести на другой уровень, то перевычисление нужно вести не на вышележащий, а на нижележащий уровень — ближе к возмущающим массам, чтобы иметь возможность пользоваться для вычисления превышений границы раздела плотностей простой формулой для бесконечно простирающегося слоя, как это делал Пирсон [6]:

$$\Delta h = \frac{\Delta g}{2\pi f \sigma}, \quad (1)$$

где  $\Delta g$  — разность аномалий силы тяжести на уровне редуцирования для двух точек;  $\Delta h$  — превышение поверхности раздела плотностей для тех же точек;  $\sigma$  — избыточная плотность слоя;  $f$  — гравитационная постоянная.

В настоящей статье описывается попытка использования второй вертикальной производной потенциала силы тяжести для геологического истолкования гравитационной карты и дается способ вычисления аномалий  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  по распределению аномалий силы тяжести на плоскости.

Какие же преимущества имеют аномалии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  перед аномалиями силы тяжести?

Возьмем шар и напишем для него формулы первой и второй производных потенциала:

$$\Delta g = \frac{fMz}{r^3}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = \frac{fM}{r^3} \left( \frac{3Z^2}{r^2} - 1 \right),$$

$$r = \sqrt{R^2 + Z^2},$$

где  $M$  — масса шара;  $Z$  — глубина залегания центра шара;  $R$  — расстояние между проекцией центра шара на плоскость и текущей точкой на ней;

$f$  — гравитационная постоянная. Ось  $Z$  направлена вертикально вниз.

Из этих формул видно, что величина  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  с увеличением  $r$  убывает гораздо быстрее, чем  $\Delta g$  при равных прочих условиях. Уже при  $r = Z\sqrt{2}$  величина  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  становится равной нулю.

На фиг. 1 приведены графики изменения аномалий  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  и  $\Delta g$  для трех шаровых тел; из них видно, что аномалии второй производной более чувствительны к мелко залегающим аномальным массам и более точно локализуются над ними. Едва заметные локальные аномалии на суммарной кривой  $\Delta g$  (сплошная линия) довольно четко вырисовываются на суммарной кривой  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  (сплошная линия).

В связи с этим геологическая интерпретация локальных аномалий второй производной более достоверна, чем таковая же для аномалий силы тяжести как с количественной, так и с качественной стороны.

Таким образом, имеются основания предполагать, что на карте изоаномал второй производной будут подчеркиваться аномалии, созданные действием не глубоко залегающих геологических объектов, и менее четкими будут аномалии, связанные с действием глубоко залегающих масс.

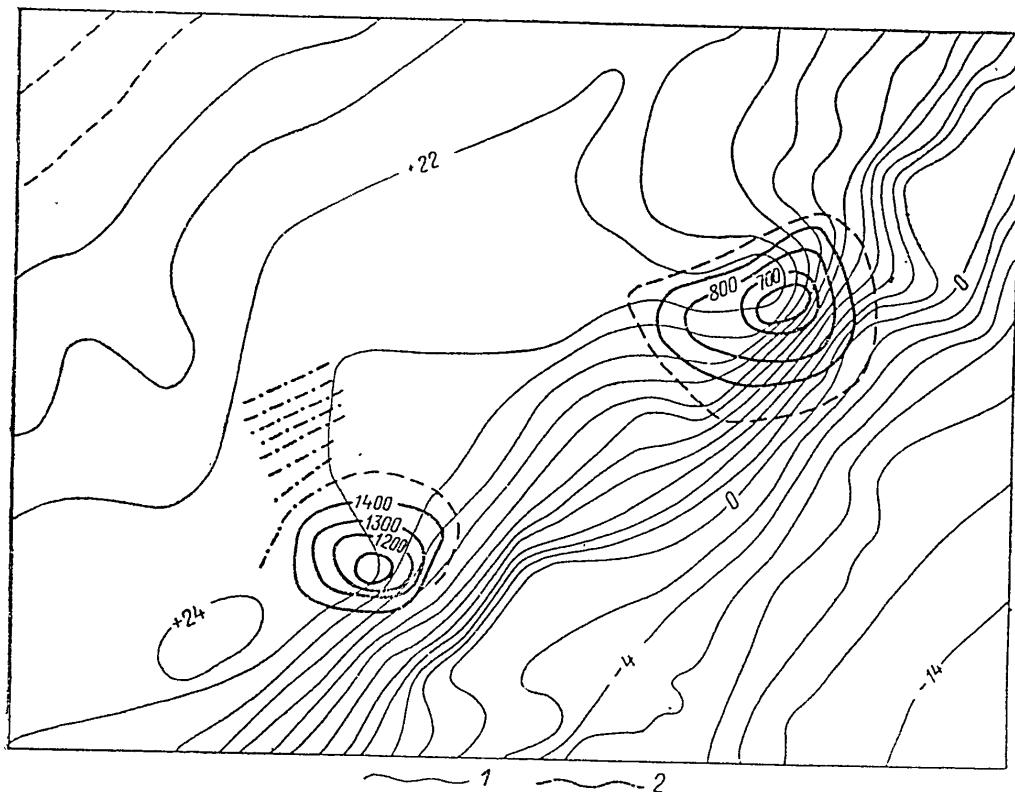
Обратимся к фактическому материалу.

На фиг. 2 приведена схема изоаномал силы тяжести одного из районов СССР. На ней схематически показаны два поднятия кровли палеозоя, являющейся первой существенной границей раздела плотностей. Как видно на фиг. 2, поднятиям кровли палеозоя со-

отвечают лишь изгибы изолиний крупной региональной аномалии  $\Delta g$ , ось которой удалена на несколько километров от этих поднятий.

Повидимому, основная региональная аномалия создана другим глубоко залегающим и значительно большим телом.

Совпадение оси региональной аномалии  $\Delta g$  с осью магнитной аномалии  $\Delta Z$  дает основание предполагать, что они обе созданы действием изверженных пород.



Фиг. 2.

1 — изолинии  $\Delta g$ ; 2 — изогипсы кровли палеозоя.

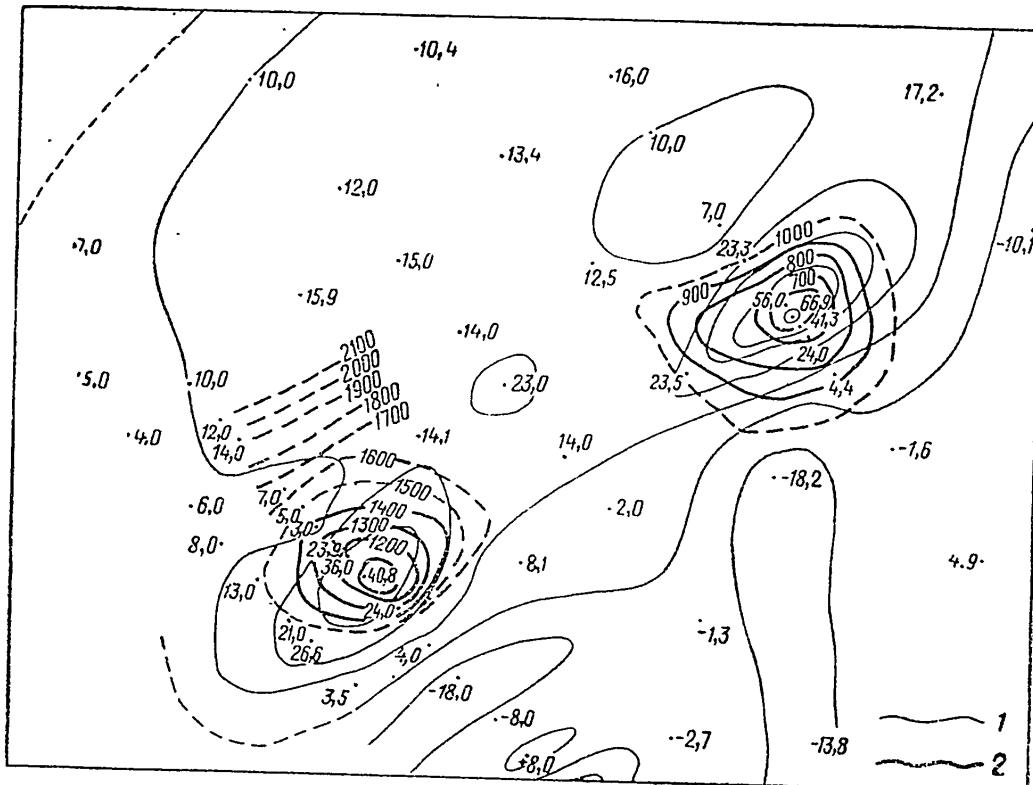
На фиг. 3 приведена схема изоаномалий второй вертикальной производной потенциала силы тяжести. Эта схема построена по данным, приведенным на фиг. 2, и способом, описанным выше (двухмерная задача). На этой схеме на месте изгибов изолиний  $\Delta g$  мы видим две четкие локальные аномалии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$ , довольно точно соответствующие местоположению поднятий кровли палеозоя, причем большему из поднятий соответствует большая аномалия второй вертикальной производной. На месте же основной региональной аномалии силы тяжести мы имеем весьма слабую с расплывчатыми контурами аномалию второй вертикальной производной.

Таким образом, рассмотрение этих двух схем подтверждает сделанный прежде вывод, что аномалии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  значительно лучше,

чем аномалии  $\Delta g$ , отражают геологическое строение неглубоких (порядка 1—2 км) горизонтов земной коры, интересных в отношении разведки на нефть.

Попытаемся сделать простейшие количественные расчеты.

Из формулы (2) видно, что  $\frac{\partial g}{\partial Z} = 0$  при  $R = Z \sqrt{2}$ .



Фиг. 3.

1 — изолинии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$ ; 2 — изогипсы кровли палеозоя.

Предполагая, что аномалии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  созданы телами шарообразной формы, найдем из этого соотношения глубину залегания центров шаров. Для западного тела глубина центра шара получилась равной 3100 м, для восточного — 2700 м. Как известно, шар имеет наибольший гравитационный эффект из тел равной с ним массы, имеющих центр масс в одной и той же точке. Поэтому, зная избыточную плотность тел, создающих аномалии (а в данном случае она равна 0,3 г/см<sup>3</sup>), найдем нижний предел глубины залегания верхней точки поверхности, являющейся границей раздела плотностей. Для западной аномалии этот предел получился равным 1150 м, для восточной — 640 м. По данным бурения эти величины соответственно равны 1100 и 540 м, т. е. полученные расчетом глубины до вершин поднятой кровли палеозоя оказались больше действительных не больше чем на 15%, что не так плохо.

боких  
шении  
ы.

Таким образом, вторая вертикальная производная потенциала силы тяжести не только качественно более точно отражает геологическое строение верхних горизонтов земной коры, но также дает более надежные количественные данные.

Остановимся теперь на способе вычисления второй вертикальной производной по значениям первой производной на плоскости (в нашем случае на каком-то уровне над уровнем моря, принимаемом за плоскость).

В теории потенциала известно соотношение, дающее значение потенциала во внешнем пространстве по значениям первой вертикальной производной на бесконечной плоскости (внешняя задача Неймана для бесконечной плоскости):

$$U = -\frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{gda R dR}{\sqrt{R^2 + Z^2}}.$$

Дифференцируя это уравнение по  $Z$ , найдем

$$g_Z = +\frac{1}{2\pi} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{ZR \bar{g} dR da}{(R^2 + Z^2)^{3/2}}, \quad (3)$$

где  $Z$  — высота точки, для которой вычисляется сила тяжести;  $R$  — расстояние между ее проекцией на плоскость и элементом площади плоскости;  $g_Z$  — искомое значение силы тяжести в этой точке;  $\bar{g}$  — значение аномалии силы тяжести на плоскости (цилиндрическая система координат).

Обозначим  $\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \bar{g} da$  через  $\bar{g}(R)$ ; тогда формула (3) примет вид:

$$g_Z = + \int_0^\infty \frac{Z \bar{g}(R) R dR}{(R^2 + Z^2)^{3/2}}, \quad (4)$$

где  $\bar{g}(R)$  — среднее значение аномалии силы тяжести на окружности радиуса  $R$  с центром в проекции нашей точки на плоскости.

Продифференцировав уравнение (4) еще раз по  $Z$ , найдем вторую вертикальную производную потенциала силы тяжести:

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = - \int_0^\infty \frac{(R^2 + 2Z^2) \bar{g}(R) R dR}{(R^2 + Z^2)^{5/2}}. \quad (5)$$

Положим

$$\bar{g}(R) = \Delta g + g_0,$$

где  $g_0$  — значение аномалии силы тяжести в исходной точке;  $\Delta g$  — разность между средним аномальным значением силы тяжести на окружности радиуса  $R$  и значением аномалии в исходной точке.

При этом уравнение (5) преобразуется так:

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = - \int_0^\infty \frac{(R^2 - 2Z^2) \Delta g R dR}{(R^2 + Z^2)^{5/2}}. \quad (6)$$

Это означает, что вторая вертикальная производная бесконечного слоя с постоянной плотностью равна нулю. Это ясно и не требует пояснения. Величина второй вертикальной производной не зависит от уровня приведения, а зависит от характера изменения величин аномалий силы тяжести на плоскости.

Разобьем промежуток интегрирования на две части от нуля до  $R_0$  и от  $R_0$  до  $\infty$  и, положив в промежутке от нуля до  $R_0$   $\Delta g$  неизменным, получим

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = \frac{\Delta g_0 R_0^2}{(Z^2 + R_0^2)^{3/2}} - \int_{R_0}^\infty \frac{(R^2 - 2Z^2) \Delta g R dR}{(R^2 + Z^2)^{5/2}}; \quad (7)$$

для точек на плоскости, т. е. для  $Z = 0$ , получим

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = \frac{\Delta g_0}{R_0} - \int_{R_0}^\infty \frac{\Delta g}{R^2} dR. \quad (8)$$

Для двухмерных аномалий формула (8) преобразуется следующим образом:

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = \frac{2\Delta g_0}{\pi l_0} - \frac{1}{\pi} \int_{l_0}^\infty \frac{\Delta g dl}{l^2} - \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{-l_0} \frac{\Delta g dl}{l^2}. \quad (9)$$

Если при вычислении  $\Delta g$  за исходный пункт принимать точку, для которой вычисляется вторая вертикальная производная, то  $\Delta g_0$  будет равняться нулю, и формулы (8) и (9) примут еще более простой вид:

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = - \int \frac{\Delta g(R)}{R^2} dR; \quad (8a)$$

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = - \frac{1}{\pi} \int_{l_0}^\infty \frac{\Delta g}{l^2} dl - \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{-l_0} \frac{\Delta g dl}{l^2}. \quad (9a)$$

Интегрирование можно провести без особого труда графически при помощи простой круговой палетки.

Палетка может быть построена следующим образом. Радиус первого круга, в котором считаем  $\Delta g$  постоянным, берем минимально возможным в данном масштабе, величины последующих радиусов берутся в соответствии с точностью. По мере увеличения радиусов увеличивается ширина кольца  $\Delta R$ .

Наибольшую точность приближенного интегрирования мы получим, когда для кольца шириной  $\Delta R$  среднее значение  $\Delta g$  будем снимать с окружности радиуса  $R = \sqrt{R_1 R_2}$ , где  $R_1$  и  $R_2$  — больший и меньший радиусы кольца. Среднее значение  $\Delta g$  на окруж-

ности радиуса  $R = \sqrt{R_1 R_2}$  удобнее вычислять, разбив окружности на части.

На фиг. 4 приведена палетка для карты масштаба 1 : 100000. Радиус первого круга взят равным 0,1 км, на палетке его нет, а  $\Delta R$  последовательно равными 0,3, 0,4, 0,6, 0,8, 1,2, 1,4, 1,8, 2,0, 3,0, 4,0 км. При этом радиусы окружностей палетки, начиная со второго, будут равны 0,2, 0,57, 1,06, 1,76, 2,74, 4,12, 5,85, 7,72, 10,2, 13,7, 18,6 км, а коэффициенты соответственно 75, 12,5, 5,35, 2,60, 1,60, 0,94, 0,53, 0,34, 0,29, 0,21, 0,18.

При недостаточной густоте съемки радиус первого круга можно сделать большим. Очевидно, для более крупного масштаба коэффициенты увеличиваются пропорционально отношению масштабов, для меньшего масштаба, наоборот, уменьшаются. Палетку можно ограничить радиусом в 15—20 км. Окружности разделены на 16 частей.

Для вычисления второй вертикальной производной в какой-либо точке палетка накладывается центром на эту точку и с карты снимаются значения  $\Delta g$ . Очевидно, вычисление  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  можно вести только в точках, находящихся от края карты на расстоянии, не меньшем радиуса палетки. Вследствие того, что палетка круглая, ее можно поворачивать на любой угол, и результат от этого не изменится.

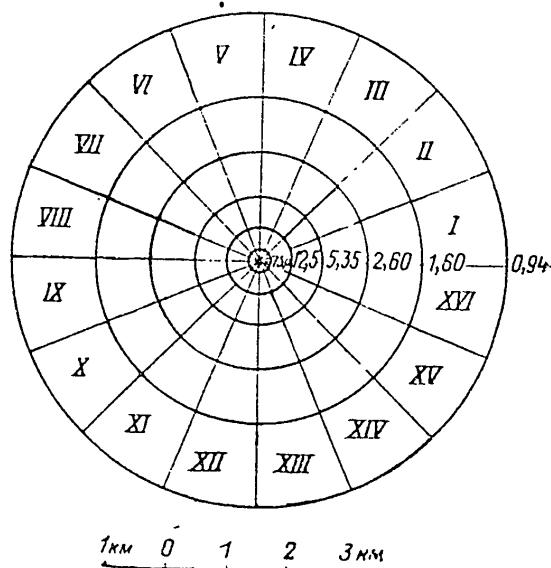
Значения, снятые с карты, записываются в таблицу, в которой показаны все действия вплоть до вычисления  $\frac{\partial g}{\partial Z}$ . Как видно, они весьма несложны.

Для двухмерной задачи [формула (9а)] палетка превращается в оцифрованную линию с теми же коэффициентами, делимыми на  $\pi$ , а в таблице вместо 16 секторов останутся только два.

Рассмотрим, какое влияние на точность вычисления имеет недоучет действия части плоскости, не покрываемой палеткой.

Положим, что на внешней окружности последнего кольца ( $R = R_m$ ) палетки среднее значение  $\Delta g = A$ , и положим, что оно остается неизменным на всей бесконечной плоскости. Тогда согласно формуле (8а) получим

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = - \int_{R_m}^{\infty} \frac{A}{R^2} dR = + \left[ \frac{A}{R} \right]_{R_m}^{\infty} = - \frac{A}{R_m}.$$



Фиг. 4.

$K = \frac{104R}{R^2}$	С е к									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
75,0	7,0	7,5	8,0	9,0	10,0	10,0	10,0	9,5	9,5	8,0
12,5	6,5	7,5	10,0	11,8	12,5	13,3	13,5	13,2	12,2	11,0
5,35	5,8	8,0	11,0	13,5	15,0	15,7	15,8	15,5	14,5	12,0
2,60	4,5	8,0	12,0	15,0	18,0	19,0	19,0	18,5	17,0	14,0
1,60	3,0	8,0	13,0	17,0	19,5	20,5	20,5	20,7	20,0	14,0
0,94	1,5	8,0	14,0	19,0	21,5	21,5	21,5	22,5	22,5	15,0
0,53	-4,0	10,0	19,0	22,5	22,5	22,5	22,4	22,5	23,0	17,0
0,34	-8,0	+8,0	+22,0	22,0	22,0	22,5	21,0	21,6	23,0	18,0
0,29	-11,0	+2,0	15,0	20,0	20,0	20,0	20,0	21,0	23,0	8,0
0,21										
0,18										

Так как на последней окружности палетки в подавляющем большинстве случаев  $A$  будет равняться некоторым миллигарам, то максимальная ошибка, связанная с недоучетом оставшейся части бесконечной плоскости, будет иметь величину порядка нескольких единиц. Если же нас интересуют только локальные аномалии, меньшие, чем размеры палетки, то в этом случае  $A$  можно считать убывающим пропорционально квадрату расстояния. В данном случае согласно формуле (8а) вероятная ошибка будет равна

$$\frac{\partial g}{\partial Z} = -\frac{A}{3R_m}.$$

Ввиду того, что детальность карты изоаномал силы тяжести зависит от густоты съемки и ее точности, точность перевычисленной по ней карты аномалий второй вертикальной производной будет также зависеть от тех же причин, но в значительно большей степени. Поэтому построенная путем перевычисления карта  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  будет соответствовать лишь исходной карте изоаномал силы тяжести и примененной палетке. При этом значения аномалий вертикальной производной силы тяжести будут отличаться от значений, полученных путем непосредственных измерений.

Разница нередко будет достигать довольно большой величины. Последнее связано с тем, что вторая вертикальная производная очень чувствительна к распределению масс в непосредственной близости от прибора, которые будут иметь преобладающее влияние на величину  $\frac{\partial g}{\partial Z}$ , и на карте, построенной по данным непосредственных измерений, получилась бы очень пестрая картина — масса небольших по площади аномалий. Эти аномалии имели бы значение при изучении самых верхних горизонтов земной коры, например для решения различных геоморфологических задач.

т о р ы С						$g \cong 8,0$			
XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	$\sum C$	$\frac{\sum C}{16}$	$\frac{\sum C}{16} - g_0$	$(\frac{\sum C}{16} - g_0)_K$
7,5	6,8	6,0	6,0	6,2	6,5	127,5	7,98	-0,02	-1,5
8,0	5,0	2,5	1,8	2,0	3,5	134,3	8,41	0,41	+5,1
8,0	2,0	-0,1	-0,3	-0,3	+1,0	137,1	8,58	0,58	+3,1
8,0	-0,3	-1,0	-1,3	-1,0	0,0	149,4	9,35	1,35	+3,5
6,0	-1,0	-1,5	-1,5	-1,5	-1,0	155,7	9,73	1,73	+2,8
5,0	0,0	-2,0	-5,0	-5,0	-4,0	154,0	9,64	1,64	+1,5
6,0	-4,6	-7,0	-7,0	-8,0	-8,0	146,4	9,15	1,15	0,6
7,0	-7,0	-10,0	-12,0	-12,0	-12,0	125,5	7,82	-0,18	-0,1
6,0	-8,0	-13,0	-16,0	-15,0	-14,0	78	4,9	-3,1	-1,0
						$\frac{\partial g}{\partial Z} = 14$			

Поэтому с точки зрения разведчика нефти карты аномалий  $\frac{\partial g}{\partial Z}$ , построенные по картам аномалий  $\Delta g$ , имеют даже некоторые преимущества, особенно в районах с резко неоднородными поверхностными отложениями. Однако последнее ни в коей мере не уменьшает значение прибора, при помощи которого можно было бы измерить величину  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  непосредственно.

### ВЫВОДЫ

Процесс вычисления аномалий вторых вертикальных производных потенциала силы тяжести по значениям аномалии силы тяжести на плоскости довольно трудоемкий и даже несколько более трудоемкий, чем способ выделения локальных аномалий при помощи осреднения гравиметрических карт при помощи палетки.

Однако полученные результаты вполне искупают затраты труда.

1. На картах изоаномал  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  становятся четкими аномалии, сдава заметные на картах изоаномал силы тяжести. Карта  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  как бы проявляет карту  $\Delta g$ , но требуя при этом никаких дополнительных гипотез.

2. В отличие от других способов выделения локальных аномалий при вычислении  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  мы получаем вполне реальные физические величины, которые могут быть использованы для количественных расчетов.

3. В отличие от аномалий  $\Delta g$ , являющихся относительными величинами, величины  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  имеют абсолютное значение.

Аномалии  $\frac{\partial g}{\partial Z}$  более четко и более точно локализируются над мелко залегающими аномальными массами, чем аномалии  $\Delta g$ . Но

ЭТОМУ ИХ МОЖНО С БОЛЬШИМ УСПЕХОМ ПРИМЕНЯТЬ ДЛЯ РАСЧЕТА ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАСС, ЗАДАВАЯ ПОСЛЕДНИМ, НАПРИМЕР, ШАРОБРАЗНУЮ ФОРМУ.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Тихонов А. Н. и Буланже Ю. Д. Об осреднении гравиметрических полей. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. IX, 1945.
2. Шеерсон Б. Л. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 5, 1946.
3. Магницкий В. А. К вопросу о выделении локальных гравитационных аномалий. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 6, 1949.
4. Адресев Б. А. Задачи разведочной геофизики, связанные с проблемой Дирихле. Труды ВНИГИ, вып. 3, 1948.
5. Идельсон И. И. Теория потенциала с приложениями к теории фигуры Земли и геофизике. 2-е изд., ОНТИ, 1936.
6. Pearson S. I. Quantily interpretation of gravity meter Surveys. Oil Weekly, vol. 117, 7, 1945.
7. Евжен Н. М. The place the vertical gradient in gravitational interpretation. Geophisics, vol. 1, № 1, 1936.

и  
аро-  
  
гра-  
945.  
из.,  
  
ита-  
949.  
ные  
рии  
ус.  
ал

К. Г. Бронштейн

## О МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Магнитное поле на поверхности земли в очень большой степени зависит от магнитных свойств пород земной коры.

Как известно, магнитные свойства сильно выражены у ферромагнитных элементов группы железа ( $\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co}$ ), из которых наиболее распространенным является железо. Весовое процентное содержание этих элементов на земном шаре составляет:  $\text{Fe} = 31,8\%$ ,  $\text{Ni} = 3,2\%$ ,  $\text{Co} = 0,2\%$ .

В центре земли предполагается наличие железо-никелевого ядра, внешние же слои земной коры беднее группой железа. По А. Е. Ферсману [1] среднее содержание («кларки») элементов группы железа в земной коре составляет:  $\text{Fe} = 4,2\%$ ,  $\text{Ni} = 0,02\%$ ,  $\text{Co} = 0,002\%$ . Эти средние цифры подвержены большим колебаниям. Магнитные свойства соединений железа и определяют в основном магнитную восприимчивость горных пород. Однако магнитны не все, а только некоторые соединения железа. Из окислов железа наиболее магнитен магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) (точнее,  $m\text{Fe}_2\text{O}_3 + n\text{FeO}$ ). Остальные соединения значительно менее магнитны, а некоторые и вовсе не магнитны. Магнитные свойства магнетита также весьма изменчивы, например магнитная восприимчивость  $\chi$  отдельных кристаллов магнетита (в единицах) колебается от 3,5 до 12,5, а магнетита, включенного в породах, от 0,4 до 5,0 [8].

Н. И. Спиридович [2] изучал  $\chi$  и содержание магнетита в ряде образцов кристаллических пород. Если вычислить по при водимым им данным условную восприимчивость 1% магнетита, заключенного в породе ( $\chi = 1\%$ ), то получим для пород Карелии величины (в  $10^{-6}$ ): 3200, 875, 1275, 158, 2369, в среднем 1575. Для Кольского полуострова: 8838, 1025, 8729, 14952, 1160, 2000, 5114, в среднем 5859. Таким образом, наблюдаются резкие колебания как по отдельным образцам, так и по регионам.

Содержание магнетита в породах обычно вычисляется по замеренному при химическом анализе количеству окисного  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и закисного  $\text{FeO}$  железа.

В курсе В. И. Лучицкого и Е. А. Кузнецова [3] приведены следующие величины для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$ : для кислых пород Украины 1,9—4,5, Криворожья 0,7—3,6, Приазовья 2,2—3,0, для украин ского габбро 1,7—8,4, для жильных пород Мариупольского района

\*

5,7—4,8, для Карадага (Крым) 3,4—2,7, для зеленокаменных пород Урала 3,0—3,7, для дунитов 10,9—16,8 и для габбро-диабазов 2,9—9,2.

По литературным данным среднее процентное содержание этих компонентов в горных породах составляет: в американских гранитах [8] 1,6 и 1,8, в габбро 3,0—6,0, в диабазах 3,8—7,8, в перidotитах 3,4—9,5, в гранитах Финляндии среднего состава 1,4—2,4, в основных породах Финляндии 1,3—3,1.

Попытки сопоставления магнитной восприимчивости горных пород с процентным содержанием в них магнетита, с валовым количеством железа (Пуциха [4]), с отношением окисного железа к закисному  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  (Шевалье), с количеством  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  или  $\text{SiO}_2$  (Рейх) не дали удовлетворительных результатов.

Автор статьи при сопоставлении химического состава с магнитностью использовал отношение  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ) для частного случая невыветрелых кристаллических пород Украины и получил удовлетворительную связь этих отношений с магнитностью пород.

Определенного критерия для сопоставления магнитных свойств горных пород с их составом пока еще не найдено.

В табл. 1 приведены значения магнитной восприимчивости  $\chi$  пород разного типа [8].

Таблица 1

Тип пород (по грубой классификации)	Число образ-	Процент образцов с $\chi \cdot 10^{-6}$			
		< 100	100—1000	1000—4000	> 4000
Основные эфузивы . . . . .	97	5	29	47	19
» интрузивы . . . . .	53	24	27	28	21
Граниты и родственные им породы . . .	74	60	23	16	1
Гнейсы, сланцы . . . . .	45	71	22	7	0
Осадочные <sup>1</sup> . . . . .	48	73	19	4	4

<sup>1</sup> Повидимому, в группу осадочных пород отнесены и метаморфизованные.—К. Б.

Из табл. 1 видно, что как состав, так и происхождение пород влияют на  $\chi$ . Из основных глубинных пород, содержащих обычно много железа и магнетита, лишь 5% слабо магнитны ( $\chi < 100 \times 10^{-6}$ ), из гранитов же и осадочных пород слабо магнитны 60—70%.

В земной коре железо содержится обычно (не считая рудных скоплений) в породах магматического происхождения, особенно основных. При их разрушении железо попадает в осадочную толщу несколькими путями: часть переносится механическим путем, часть переходит в растворы и выпадает в водных бассейнах, при

Этом изменяется химический состав, подвергается воздействию биохимических процессов. Этот процесс можно наблюдать и сейчас в некоторых районах, где развиты кристаллические породы. Например, в Карелии после извлечения из озер бобовых железных руд местами они вновь накопились в промышленных количествах за счет поступления растворов из окружающих пород.

В ранние геологические периоды процессы накопления железа шли более интенсивно. Известны колоссальные скопления пород, состоящих из перемежающихся тонких кварцевых и железорудных магнетитовых и гематитовых прослоек (железистые роговики, кварциты и т. д.). Они встречаются на всех древнейших щитах и образуют крупнейшие из известных месторождений железа. Они вызывают интенсивнейшие магнитные аномалии (Курские, Криворожские, Карельские и др.).

Выпадающие из водных растворов соли железа образуют слабо магнитные минералы (лимонит, сидерит); их скопления не вызывают магнитных аномалий. Магнитное поле над мощным скоплением керченских руд совершенно спокойно.

Отложившиеся в докембрии осадки перемежающихся прослоек кварца и железа в дальнейшем тектоническими процессами были перемещены на значительную глубину, где подверглись сложному метаморфизму, в результате чего немагнитные железосодержащие минералы перешли в магнитные и образовались железистые кварциты, роговики, вызывающие интенсивные аномалии типа курских. При метаморфизме магнетит в этих породах оказался сильно намагниченным и в ряде мест собственный (остаточный) магнетизм магнетита значительно превосходит индуктивный.

В 1940 г. автором статьи изучались на астатическом магнитометре в слабых полях магнитные свойства пород Криворожья. Некоторые образцы были подвергнуты химическому и рентгенографическому анализам, определялся также и петрографический состав. Результаты наиболее интересных измерений приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что, несмотря на малое содержание магнетита (за исключением курского роговика, содержание магнетита в образцах не превышает 10%), магнитная восприимчивость и собственный остаточный магнетизм пород весьма велики.

Наблюдая мощные отложения докембрийских железистых кварцитов и подобных им пород, необходимо принять, что в начале геологической жизни Земли миграция железа путем перехода в растворы шла интенсивнее, чем сейчас. Повидимому, до палеозоя на поверхность выходило большое количество магматических железосодержащих пород. Вероятно, химические и термические условия тех эпох способствовали растворению железистых минералов, создавая материал для мощных отложений железистых кварцитов.

Позднее, с палеозоя, в растворы переходило меньше железа, ибо за редким исключением районов развития эффузивов на дневную поверхность выходили бедные железом осадочные породы.

Таблица 2

Магнитные свойства, петрографический состав и химический анализ некоторых пород Криворожья

№ образца	Порода	Mагнитная восприимчивость $\approx 10^{-5} I_r$	Остаточное намагничение $\approx 10^{-5} I_r$	Отношение остаточного намагничения к индукционному $I_r/I_i$	Общее содержание $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , %	Вычисленное изотропное содержание $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , %	Избыток $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , %	Неравнозначенные на 1% $\text{Fe}_3\text{O}_4$	$I_r$
		≈							
28	Джеспилит . . .	2500	500	0,5	49,6	5,7	43,9	438	88
29	Роговик . . .	3500	5000	3,1	69,8	5,2	64,6	673	961
8	"	1300	5100	8,7	41,6	10,3	31,3	126	495
—	"	840	18000	47,4	54,3	9,9	44,4	85	1818
11	"	9000	36000	8,9	65,8	9,9	55,9	909	3636
KMA	"	13000	35000	6,0	10,2	40,2	0	3234	870

Поэтому молодые железные руды осадочного происхождения значительно менее распространены, нежели докембрийские. Кроме того, эти осадочные породы не прошли стадии глубинного метаморфизма и редко содержат магнетит, поэтому и магнитность их ничтожна.

Карбоновые и более молодые железные руды часто расположены вблизи интенсивных («кварцитовых») магнитных аномалий. Так, например, липецкие и тульские руды территориально близки к курским магнитным аномалиям. Курские кварциты подвергались размыву в период от девона до юры. Керченские руды расположены вблизи железистых кварцитов Приазовья (Корсак-Могила), размывавшихся в более молодые периоды. Мощные отложения девонских железных руд Урала близки к установленным в последнее время на Урале докембрийским железистым кварцитам. Размещение залежей позволяет считать, что железистые кварциты являлись исходным материалом для образования более молодых руд.

При разрушении горных пород некоторое количество сильно магнитных частиц механически раздробляется и уносится потоками. Более крупные обломки, галька при быстром оседании беспорядочно ориентируются, и их суммарный магнитный эффект мал. Действие отдельных намагниченных частиц взаимно уничтожается.

Медленно оседающие мелкие частицы могут ориентироваться геомагнитным полем так, что действие отдельных частиц складывается и они вызывают слабые магнитные аномалии. Частицы магнетита в мелкозернистых породах легче ориентируются, образуя, например, магнитные пески и песчаники. Большая пористость песков создает благоприятные условия для быстрого окисления маг-

истита и превращения его в лимонит. Лишь вблизи выходов разрушающихся кристаллических пород попадаются содержащие магнетит пески, например уже давно известные магнетитовые пески Швеции и Кавказа. Зерна тяжелого магнетита присутствуют в золотоносных песках, что и позволяет успешно применять магнитометрию в поисках рассыпного золота.

Наличие магнетитовых песков в районах, прилегающих к Кавказу, обусловливает успешное применение магнитометрии в нефтедобывке этих районов.

Особенно благоприятные условия для сохранения магнетита должны существовать в прогибах, т. е. в местах, где пески выпадают и задерживаются. В большинстве же случаев в песках после ряда перемещений магнетит окисляется в лимонит и пески и происшедшие из них песчаники становятся практически немагнетитовыми.

Проводящееся в последнее время массовое изучение магнитной восприимчивости представляет ценный материал не столько для интерпретации магнитных карт, сколько для изучения палеогеографических условий района в период отложения исследуемых осадков.

Были попытки использовать определения  $\chi$  для стратиграфического разделения пород, но они не дали положительных результатов, так как слишком много элементов случайности наблюдается в процессе отложения магнитных частиц, чтобы по величине  $\chi$  пород можно было сопоставлять и коррелировать разрезы скважин. Более показательными для стратиграфии могут оказаться сопоставления образцов по степени сохранности их магнетита. Однако для установления степени сохранности и «свежести» магнетита нужно детальное минералогическое и магнитное изучение тяжелой фракции осадочных пород.

Значения магнитной восприимчивости терригеновых пород для каждой литологической разности могут дать ценный материал для выяснения палеогеографических условий. По сохранности (свежести) магнетитовых частиц, отражающейся на магнитности, можно судить о продолжительности пути, пройденного этими частицами от разрушающихся материнских пород до места их осаждения. После отложения песков окисление в них проходит медленнее. Этим можно определить весьма важное для практических целей направление сноса.

Мы рассматривали более крупные частицы магнетита, входящие в пески. Для меньших частиц, входящих в состав глин, также наблюдаются явления окисления, хотя условия этого процесса здесь другие вследствие иного физического размера частиц и иного химизма.

Таким образом, понятно, что малая  $\chi$  осадочных горных пород подвержена значительным колебаниям даже у литологически одинаковых пород. Колебания эти отчасти регионального, отчасти возрастного, исторического характера.

При довольно многочисленных в последнее время измерениях магнитных свойств горных пород определяется в основном один из

параметров — магнитная восприимчивость, т. е. способность намагничиваться в определенных магнитных полях. Другому параметру — собственному магнетизму, остаточному намагничению — уделено мало внимания, и методика его изучения недостаточно разработана, тем более, что собственное намагничение может сильно измениться в момент отторжения образца от породы, особенно в кернах.

В Научно-исследовательском институте прикладной геофизики (НИИПГ) с 1944 по 1947 г. В. П. Шмаровой под руководством М. Л. Озерской производились измерения  $\chi$  по преимуществу осадочных пород на приборе, сконструированном А. Г. Калашниковым. Измерения каждого образца производились в нескольких полях интенсивностью от 150 до 1500 эрстед.

Этот в общем однородный материал положен в основу нашего анализа. Кроме того, использованы материалы по измерению магнитных свойств пород из Бованской и Океко-Цининской скважин, произведенные прибором А. Г. Калашникова [7, 6].

Общее количество определений магнитной восприимчивости образцов составило 1664. Из них большая часть представлена породами пермского возраста, меньшая — девонскими: отложения карбона и вышележащие представлены отдельными образцами, из них значительное количество в виде шлама.

Результаты измерений в полях 350 эрстед были подвергнуты следующей обработке: по каждой скважине измеренные значения распологались по литологическим разностям отдельно для каждого возраста и вычислялось среднее значение для них.

Результаты измерений приведены в табл. 3, построенной по следующей схеме: образцы распределены по возрастам и по литологическому составу; для каждой литологической разности приводится вначале количество замеренных образцов, затем значения  $\chi$  в  $10^{-6}$ . При замерах на весах Кюри берется ничтожная павеска пород. Насколько надежны приводимые нами средние величины для характеристики породы в целом, видно из следующего: скважина в Бугуруслане замерялась дважды самостоятельно по разным образцам для одинаковых интервалов глубин в 1945 и 1946 гг. В табл. 4 сопоставлена средняя магнитная восприимчивость для литологически одинаковых пород одного и того же возраста по разновременным замерам.

Большие расхождения дают терригенные породы при малом количестве образцов. Это вполне понятно, если учесть условия их образования. Табл. 4 показывает, что если число замеренных образцов превосходит 10—20, то приводимые данные достаточно характерны для магнитной восприимчивости литологической разности пород определенного возраста.

Более магнитные пермские породы дают значительно меньше колебаний, чем девонские. Верхнепермские отложения в районах, прилегающих к разрушавшемуся Уральскому хребту, более магнитны; в них почти полностью отсутствуют немагнитные разности окислов железа.

Таблица 3

Сводная таблица значений магнитной восприимчивости  $\chi$  в  $10^{-6}$ 

Порода	Нугум		Туйма- зы		Курь- сарай		Бугул- ма		Сарабы- кулово		Шугури		Бугу- руслан		Аргыз	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2

## Татарский ярус

Глина . . . . .																340	
Несчаник . . . . .																518	
Брекчия, конгломераты																4	
Известняк-доломит . . .																6	5
Мергель . . . . .																23	16
Гипс-ангидрит . . . . .																1	

## Казанский ярус

Глина . . . . .	1	29	265	44	84	5	3	7	51	11	33	25	14	8	17	
Несчаник . . . . .	4	56	—	48	201	—	4	80	10	22	31	15	4	46		
Брекчия, конгломераты	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Известняк-доломит . . .	—	—	—	4	4	9	4	4	7	7	340	6	4	3		
Мергель . . . . .	—	—	—	—	45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Гипс-ангидрит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34	9	—	—	—	

## Уфимский ярус

Глина . . . . .	47	102	1	10 <sup>1</sup>	7 <sup>3</sup> 5	3	45	—	5	75	—	345	—	—	—	
Несчаник . . . . .	251	70	8	145	11	44	9	53	18	18	2	17	3	63	953	383
Брекчия, конгломераты	18	52	—	—	—	—	—	—	7	16	—	—	—	—	—	
Известняк-доломит . . .	62	51	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	4	1	—	5
Мергель . . . . .	143	55	1	3	1	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Гипс-ангидрит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

## Девон

Порода	Туймазы		Бавлы		Сызрань		Захта		Москва		Окско- Цинин- ский вал	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Глина . . . . .	37	42	5	40	3	44	19	6	43	11	3	23
Несчаник . . . . .	107	2	28	9	2	1	16	4	11	8	—	—
Брекчия и пр.	57	7	—	—	—	—	1	9	10	8	6	29
Известняк-доломит . . .	22	4	4	1	19	0	33	3	8	8	35	1
Мергель . . . . .	—	—	3	8	—	—	8	2	—	—	11	5
Сланец . . . . .	—	—	1	12,9	—	—	24	16	—	—	—	—
Кварцит . . . . .	—	—	—	—	—	—	5	13	—	—	—	—
Песок . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	8	17	—	—

Сопоставление наблюдений 1945 и 1946 гг.

Таблица 4

Ярус	Порода	1945 г.		1946 г.	
		число образцов	среднее $\times 10^{-6}$	число образцов	среднее $\times 10^{-6}$
Татарский	Мергель . . . . .	23	16,0	23	16,2
	Глина . . . . .	4	18,4	2	39,5
	Известняк . . . . .	6	4,8	4	7,4
	Песчаник . . . . .	—	—	5	18,2
Казанский	Мергель . . . . .	16	8,1	19	9,6
	Песчаник . . . . .	12	16,0	19	14,6
	Глина . . . . .	12	14,0	13	13,7
	Гипс . . . . .	7	0,6	9	0,2
Уфимский	Доломит . . . . .	9	6,4	13	6,1
	Известняк . . . . .	8	6,3	10	6,4
	Песчаник . . . . .	2	12,3	7	66,0
	Глина . . . . .	1	0,5	2	67,8
	Известняк . . . . .	—	—	2	3,4

Наиболее полно представлены в образцах глины и песчаники. Средние значения  $\chi$  для них приведены в табл. 5. Из сравнения девонских и пермских терригеновых отложений видно, что для девона средняя величина  $\chi$  равна для глин 11, песчаников 8, для уфимских отложений соответственно 40 и 70, для казанских 38 и 70, т. е. величина  $\chi$  пермских отложений в 4—5 раз больше, чем для девонских пород. Так как это средние цифры из довольно большого количества образцов, то они не случайны.

Большая  $\chi$  пермских пород может быть объяснена тем, что на западных склонах Урала они отлагались возле молодой складчатой зоны Урала, поэтому в них и больше «свежего» магнетита.

Магнитная восприимчивость девонских глин выше песчаников, между тем как для перми мы имеем обратное соотношение. Очевидно, магнетит в песках девона при переотложении сильнее окислялся, нежели в глинах.

Меньшая  $\chi$  девонских пород связывается с геологическими данными. После каледонского диастрофизма, повидимому, наступил период относительного спокойствия. Значительная часть Восточно-Европейской плиты была приподнята над уровнем моря и подверглась усиленной эрозии (см. А. Д. Архангельский). При происходивших затем опусканиях началось отложение песчано-глинистых пород за счет материала разрушения каледонских горных цепей на западе. Приносимые издалека терригеновые отложения девона почти не содержали свежего магнетита, почему их  $\chi$  мала. Сравнивая  $\chi$  различных районов, видим, что в девоне  $\chi$  глин и песчаников различна для скважин каждого района. Выделяется большая магнитная восприимчивость пород Окско-Цининского вала и весьма малая — для пород ухтинских и туймазинских. Пони-

женнюю магнитность ухтинских пород можно объяснить тем, что здесь отлагались породы с почти совершенно окислившимся, перешедшим в лимонит магнетитом. Очевидно, эти породы были принесены издалека.

Повышенные значения  $\chi$  пород Окско-Цинского вала можно объяснить отложением продуктов разрушения Воронежской плиты, где в девонское время выходили на дневную поверхность и разрушались весьма богатые магнетитом метаморфизованные породы, вызывающие Курские магнитные аномалии. Малое количество замеренных скважин пока не позволяет сделать заключение о направлении сноса терригеновых пород. По имеющемуся материалу малая магнитная восприимчивость ухтинских и туимазинских пород заставляет предположить, что снос в девоне происходил с юго-запада.

Пермская система представлена большим количеством образцов Западного Урала. Аналогичным образом произведем сопоставление для уфимского и казанского веков (см. табл. 5).

Таблица 5

Средние значения магнитной восприимчивости терригеновых пород по районам

Пермь

Порода	Туймазы	Крым-сарай	Бугульма	Сарабигулово	Змисово	Шугура	Бугуруслан	Агрязь	Среднее
Казанский ярус									
Песчаник . . . .	(56)	—	201	—	180	22	15	(146)	70
Глина . . . .	(29)	(65)	84	(13)	(51)	33	14	(17)	38
Среднее . . . .	(51)	—	132	—	61	28	15	29	53
Уфимский ярус									
Песчаник . . . .	(145)	44	81	17	(75)	(63)	(53)	(83)	70
Глина . . . .	(10)	(35)	92	—	(17)	—	(45)	—	40
Среднее . . . .	(128)	38	88	—	(58)	—	51	—	60

Девон

	Туймазы	Шугурово	Сызрань	Ухта	Барятино	Москва	Окско-Цинский вал	Среднее
Песчаник . . . .	3	11	(1)	4	(9)	8	(19)	8
Глина . . . .	12	5	(11)	6	(9)	11	(23)	11
Среднее . . . .	5	8	(7)	5	9	10	(20)	9

П р и м е ч а н и я: 1. Числа в скобках — число замеренных образцов менее 5; числа без скобок — число замеренных образцов более 10.

2. Сведения по девону из Шугуры и Барятино дополнительно взяты по данным измерений НИИПГ в 1948 г.

Из табл. 5 видно, что более древние уфимские породы дают некоторое повышение  $\chi$  пород в районах Туймазов и Бугульмы и понижение в районе Бугуруслана. Казанские породы дают значительное повышение  $\chi$  (особенно по песчаникам) в районе Бугульмы и резкое понижение по мере удаления от Уральского хребта (Бугуруслан, Агрэз). Это можно объяснить тем, что при спуске продуктов размыва Уральской горной страны туда поступали продукты, уже испытавшие значительное перемещение и переотложение, при котором магнетит окислился. Неключением является резкий максимум  $\chi$  пород в Бугульме, особенно песчаников и в меньшей степени глин, причем этот максимум интенсивнее выражен в казанское время, чем в уфимское.

Интересны источники магнетита в казанских осадках. Возможно, питание шло за счет разрушавшихся вблизи богатых магнетитом горных пород, что соответствует данным магнитных съемок. В районе Туймазы-Бугульма распространены интенсивные магнитные аномалии, повидимому, вызываемые обогащенными магнетитом магматическими либо другими породами кристаллического фундамента. Можно было бы допустить, что такая порода выходила на поверхность и размывалась в период, близкий к казанскому, поэтому в отложившихся продуктах ее распада и сохранился свежий магнетит. Однако этому противоречат данные по уфимским отложениям. Кроме того, судя по геологическим материалам, на данной территории, начиная с перми, осадки приносились с востока, из разрушавшейся Уральской горной цепи, а район был неинтенсивизирован и поэтому вряд ли где-либо вблизи можно ожидать выходящие на поверхность магматические породы. Поэтому нужно искать другое объяснение наличия свежего магнетита.

Район Бугульмы представляет участок мульды, в котором отложения подвергались значительно меньшему перемыву, переотложению, а следовательно, и окислению магнетита. Здесь могли сохраниться более магнитные пески, принесенные с востока или являющиеся, как сказано выше, продуктом разрушения каких-либо близлежащих интрузий магматических пород с повышенной  $\chi$ . Ряд скважин, близких к Бугульме, не дал образцов, значительно выделяющихся значением  $\chi$ , а в Бугульминской скважине повышенную магнитность имеют песчаники, т. е. та часть осадочного комплекса, которая обычно переносится на меньшие расстояния, нежели глины. В таком случае повышение  $\chi$  казанских пород говорит за то, что Бугульминская мульда наиболее активно прогибалась в казанское время. Определенно разрешить этот вопрос в данное время невозможно, но он представляет значительный интерес ввиду того, что к западу от Волги встречается много аномалий типа Бугульминских.

Бесспорным следует признать, что уфимские отложения показывают повышение  $\chi$  к востоку, к Уральской горной стране, что подтверждает влияние пути, проходимого песками, на их магнитные свойства.

Приведенные выше соображения основаны на достаточно однородном материале, поэтому могут быть признаны довольно объективными и обоснованными, хотя желательно было бы иметь большее число замеренных скважин.

Измерения магнитной восприимчивости не без успеха могут быть использованы в геологии для решения палеогеографических вопросов о путях и источниках сноса, что представит, возможно, больший интерес, чем попытки применить результаты измерения  $\chi$  для уточнения интерпретации магнитных наблюдений на осадочных породах. Кроме того, как видно из ряда измерений, в том числе и приведенных здесь, при достаточном количестве образцов нет заметной разницы контрастности в магнитных свойствах тех или иных литологических разностей терригенных пород. Лишь в отдельных случаях, при значительной контрастности в магнитных свойствах, магнитометрия в состоянии расчленить неглубоко залегающие седочные породы.

В БАССР магнитометрия может примечаться для картирования, расчленения отдельных пластов круто падающих уфимских отложений. В Азербайджане обогащенные магнетитом пески позволяют магнитометрии прослеживать продуктивную толщу при нефтеразведках. Но эти частные случаи укладываются в общую схему связи  $\chi$  с состоянием размываемых частиц железосодержащих минералов. Всюду здесь речь идет о породах со «свежим» магнетитом, отлагавшимся недалеко от размытых кристаллических пород.

При большой мощности осадочной толщи, сложенной породами, испытавшими значительный перенос и лишенными свежего магнетита, магнитная восприимчивость слагающих их пород мала и довольно однообразна. Однако и здесь при достаточном количестве измерений значения  $\chi$  могут дать ценный материал для геологических и палеогеографических построений.

Исследование свойств магнитных магматических пород имеет существенное значение для изучения явлений земного магнетизма.

Изучение магнитной восприимчивости и собственного магнетизма образцов магматических и метаморфизованных пород необходимо проводить одновременно с петрографическим, химическим и рентгенографическим анализами. Эти комплексные исследования позволяют уточнить интерпретацию магнитных наблюдений по отдельным аномалиям. Возможно, что при изучении условий образования пород в некоторых случаях по их магнитности удастся уточнить вопрос и об их возрасте.

Для установления тех закономерностей в магнитности пород, которые позволили бы более уверенно интерпретировать магнитные карты, полезны детальные магнитометрические съемки районов выходов (естественных или вскрытых бурением) магнитных кристаллических пород, сопровождаемые исследованием магнитных свойств и петрографического состава пород. В дальнейшем выявленные закономерности можно переносить на районы значительного погружения кристаллического фундамента, которые представляют наи-

больший интерес для нефтеразведки. Такие детальные исследования необходимо провести в районах бурения опорных скважин.

Возможно, что в строении участков с глубоко залегающим кристаллическим фундаментом могла бы помочь разобраться аэромагнитная съемка с различных уровней, последовательно проведенная на участках с естественными выходами магматических пород и на участках глубокого залегания фундамента.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Щербина В. В. Геохимия. 1939.
2. Спиринович Н. И. Магнитные свойства и магнитные составляющие горных пород. Труды ВНИИМ (Институт метрологии), 18/34, 1933.
3. Кузинцов Е. А. и Луцицкий В. И. Петрографические провинции СССР. Гослитиздат, 1936.
4. Справочная книжка геофизика-разведчика, вып. 3.
5. Броинштейн К. О сопоставлении петрографического состава кристаллических пород с их магнитностью. Геологический журнал, № 3, 1940.
6. Калашников А. Г. Магнитные свойства осадочных горных пород. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1941.
7. Калашников А. Г. О возможных причинах магнитных аномалий в районе Москвы. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2, 1943.
8. Берч Ф., Шерер Д., Стайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. М. Исаай — Определение литологических свойств горных пород по результатам геофизических исследований в скважинах . . .	3
И. Я. Ривкин — О природе помех при электрическом каротаже скважин . . . . .	50
Р. В. Юдкевич — Об оценке нефтеносности пластов с малым удельным сопротивлением . . . . .	63
Б. С. Теликина и Ф. Н. Йзупов — Материалы по теории каротажа сопротивлений, полученные в результате сеточного моделирования . . . . .	72
Г. В. Береза, А. Н. Слуцковский, М. К. Поляков — Частотный анализ сейсмических колебаний . . . . .	92
М. Г. Шмидт — К методике интерпретации встречных годографов первых вступлений при первом рельефе и отсутствии наблюдений зоны малых скоростей . . . . .	124
Н. Н. Гурвич — Вибрационная платформа для исследования сейсмоприемников . . . . .	142
К. Е. Веселов — Применение второй вертикальной производной потенциала силы тяжести при геологическом истолковании гравиметровой съемки . . . . .	152
К. Г. Бронштейн — О магнитной восприимчивости осадочных пород . . . . .	163

55. 6723

Редактор В. В. Федынскии

Ведущий редактор Л. А. Львова

Технический редактор А. В. Трофимов

Корректор В. Ф. Кириличенко

Подписано к набору 20/II 1954 г. Подписано к печати 28/V 1954 г. Формат 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 11. Уч.-изд. л. 11,3. Тираж 2200 экз. Т-03493. Зак. № 372/1055. 5 р. 65 к.

Гостоптехиздат. Москва, Третьяковский проезд, 1/19.  
Типография «Красный Печатник», Ленинград, проспект имени И. В. Сталина, 91.